

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA,
METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA**

UNIDAD DE POSGRADO

**Caracterización geoquímica de los intrusivos de las
superunidades de Yarabamba-Challaviento y de los
volcánicos de los grupos Toquepala y Barroso y
análisis correlacional con la mineralización en el sur
del Perú**

TESIS

Para optar el Grado Académico de Magíster en Geología con
mención Minas y Recursos Energéticos

AUTOR

Hugo RIVERA MANTILLA

ASESOR

Jorge CHIRA FERNÁNDEZ

Lima – Perú

2014

ACTA DE SUSTENTACIÓN

DEDICATORIA

En Memoria de mis Padres Felicia y Francisco.

A mi Esposa Mélida, mis Hijas Jessica, Carla y Karen y en especial a mi Nieta Sandra Sofía, que el Destino les depare muchas felicidades y éxitos personales y profesionales y agradeciéndoles su comprensión por el tiempo no dedicados a ellas, durante el desarrollo de mi vida profesional.

Dedico esta Tesis a todos mis alumnos, hoy profesionales de la Geología y les dejo este mensaje.

Los conocimientos,
vuelven el alma joven y
disminuyen la amargura
de la vejez.

Atesoren, pues, mucha sabiduría

Ella almacena suavidad

y gusto

para el mañana

Leonardo Da Vinci

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco a Dios por haberme dado las oportunidades en esta vida para dedicarme al ejercicio de una de las carreras más apasionantes como es la Geología, que al contacto directo con la naturaleza, enfrentando las vicisitudes del terreno y descubriendo los secretos que guarda la Madre Tierra, me permitió entregar un grano de conocimiento y contribuyendo al bienestar de nuestro país y de la humanidad.

Otra de las oportunidades más grande que agradezco es haberme permitido dedicarme a la enseñanza como docente en mi Alma Mater la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Agradezco a mis antiguos profesores y colegas que me forjaron y enseñaron los conocimientos y además de los valores morales y éticos en el ejercicio profesional, que son transmitidos a mis alumnos a través de la superación constante y el desempeño docente.

En especial a mi colega el Mg. Jorge Chira Fernández por su asesoramiento de la presente tesis y apoyo en los proyectos de investigación de nuestra Facultad y a los colegas Mg. Enrique Guadalupe y Dr. Néstor Chacón Abad por sus aportes en la mejora de la presente investigación como miembros del Jurado Calificador de Tesis. Asimismo a los miembros del Jurado Mg. Luis Reyes Rivera y Mg. Tomás Gallarday Bocanegra por sus observaciones y aportes.

A las Autoridades del INGEMMET por poner a disposición la data geoquímica para la presente investigación.

ÍNDICE

ACTA DE SUSTENTACIÓN	I
DEDICATORIA	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
RESUMEN.....	XV
ABSTRACT.....	XVI
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 SITUACIÓN PROBLEMÁTICA	1
1.2 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	3
1.3 JUSTIFICACIÓN TEÓRICA Y PRÁCTICA DE LA INVESTIGACIÓN	5
1.4 OBJETIVOS	7
CAPÍTULO II.....	8
MARCO TEÓRICO	8
2.1 ANTECEDENTES DEL PROBLEMA.....	8
2.2. BASES TEÓRICAS	10
2.2.1.- GEOQUÍMICA	10
2.2.2.- COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA CORTEZA.....	11
2.2.3. CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS.....	16
2.2.3.1 CLASIFICACIÓN DE GOLDSCHMIDT	16
2.2.3.2 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA GENERAL	21
2.2.3.3 CLASIFICACIÓN TAMAÑO/CARGA	22
2.2.3.4 OTRAS CLASIFICACIONES	23
2.2.4 GEOQUÍMICA MAGMÁTICA	24
2.2.4.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS ÍGNEAS Y SU PETROGÉNESIS	24
2.2.4.2 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS MAGMAS.....	25
2.2.4.3 PROCESOS QUE ORIGINAN LAS ROCAS ÍGNEAS	27
2.2.5 CONTEXTO GEOTECTÓNICO	34
2.2.5.1 AMBIENTES GEOTECTÓNICOS DE GENERACIÓN DE MAGMAS	35

2.2.5.2 NATURALEZA GEOQUÍMICA DE LOS MAGMAS	42
2.2.5.3 ASOCIACIÓN PETROTECTÓNICA Y AMBIENTES TECTÓNICOS	43
2.2.5.3 a. CLASIFICACIÓN DE ASOCIACIONES SEGÚN DICKINSON ,1971 (Fig 2.9)	44
2.2.5.3 b. CLASIFICACIÓN DE ASOCIACIONES SEGÚN CONDIE, W; 1981:	44
2.2.6 GEOQUÍMICA DE LOS ANÁLISIS DE ROCA TOTAL	45
2.2.6.1 ELEMENTOS MAYORES	46
2.2.6.2 ELEMENTOS MENORES	47
2.2.6.3 ELEMENTOS TRAZA.....	47
2.2.6.4 APLICACIONES DE LA DATA DE ELEMENTOS MAYORES	48
2.2.6.6 DISCRIMINADORES TECTÓNICOS Y GEOQUÍMICA	51
2.3. GLOSARIO	51
CAPÍTULO III	55
METODOLOGÍA	55
3.1 TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN	55
3.2 UNIDAD DE ANÁLISIS.....	57
3.3 POBLACIÓN DE ESTUDIO	57
3.4. TAMAÑO DE MUESTRA.....	58
3.5 SELECCIÓN DE MUESTRA	58
3.6 TÉCNICAS DE RECOLECCIÓN DE DATOS	58
3.7 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN.....	59
3.8 HIPÓTESIS Y VARIABLES	59
3.8.1 HIPÓTESIS GENERAL.....	59
3.8.2 HIPÓTESIS ESPECÍFICA.....	59
3.8.3 IDENTIFICACIÓN DE LAS VARIABLES	60
3.9 OPERACIONALIDAD DE LAS VARIABLES.....	60
3.10 INDICADORES.....	61
3.11. MATRIZ DE CONSISTENCIA.....	62
CAPÍTULO IV.....	63
DESCRIPCION GEOLÓGICA Y CONTEXTO GEOTECTÓNICO	63
4.1 INTRODUCCIÓN.....	63

4.2 UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS Y EL ÁREA DE ESTUDIO	64
4.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS ESTUDIADAS	64
4.4 DOMINIO GEOTECTÓNICO	73
CAPITULO V.....	78
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	78
5.1 TÉCNICA ANALÍTICA ESTADÍSTICA	78
5.2 PRESENTACIÓN DE RESULTADOS	81
5.2.1 CÁLCULOS Y DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES	81
5.2.1.1 SATURACIÓN DE ALÚMINA	82
5.2.1.2 CORRELACIONES DE PEARSON	86
5.2.1.3 DIAGRAMAS DE HARKER	89
5.2.1.4 DIAGRAMA SÍLICE VS ÁLCALIS TOTAL -TAS –	98
5.2.1.5 DIAGRAMA R1-R2.....	102
5.2.1.6 DIAGRAMA TAS: SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ DE COX Y WILSON.....	105
5.2.1.7 DIAGRAMA DE RINGWOOD: SiO_2 vs K_2O	108
5.2.2 CÁLCULOS Y DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS.....	110
5.2.2.1 Diagrama de Tierras Raras Normalizados.....	111
5.2.2.2 DIAGRAMA DE VARIACIÓN LONGITUDINAL DE LAS TIERRAS RARAS EN LAS SUPERUNIDADES.....	115
5.2.2.3 DIAGRAMA DE VARIACIÓN DE TIERRAS RARAS EN LAS LITOLOGÍAS DE LAS SUPERUNIDADES Y GRUPOS	118
5.2.2.4 DIAGRAMA DE VARIACIÓN LATERAL DE TIERRAS RARAS EN LOS GRUPOS VOLCÁNICOS.	122
5.2.2.5 DIAGRAMA DE PROPORCIONES DE TIERRAS RARAS Y VARIANTES DE LAS SUPERUNIDADES Y GRUPOS	125
5.2.2.6 DIAGRAMAS SPIDER MULTIELEMENTALES	130
5.2.2.7 DIAGRAMA DE VARIACIÓN LITOLÓGICA DE LA ABUNDANCIA MULTIELEMENTAL	133
5.2.2.8 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS DE TRANSICIÓN	137
5.2.2.9 DIAGRAMA DE DISPERSIÓN PRIMARIA	140
5.2.3 CÁLCULOS Y DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DE DISCRIMINACIÓN TECTONO-MAGMÁTICO	141
5.2.3.1 DIAGRAMA DE SHAND	141

5.2.3.2 DIAGRAMA DE WHALEN: Ga/Al vs Y	143
5.2.3.3 DIAGRAMA DE CHAPPELL Y WHITE: SiO ₂ vs Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O)	145
5.2.3.4 DIAGRAMA DE PEARCE: (Y+Nb) vs Rb	147
5.2.3.5 DIAGRAMA DE PEARCE: (Y+Nb) vs Nb	148
5.2.3.6 DIAGRAMA DE PEARCE: Y vs Nb	149
5.2.3.7 Diagrama (Yb+Ta) vs Rb.....	150
5.2.3.8 PROFUNDIDAD DE LA FUENTE MAGMÁTICA: SiO ₂ vs Ce/Y.....	152
5.2.3.9 PROFUNDIDAD ESTIMADA: Eu/Eu* vs Ce/Y.....	153
5.2.3.10 ANTIGÜEDAD DE LOS MAGMAS: SiO ₂ vs Sm/Yb	154
5.2.4 CÁLCULOS Y DIAGRAMAS DE FLUIDOS HIDROTERMALES Y MINERALIZACIÓN	155
5.2.4.1 DIAGRAMA DE CIRCULACIÓN DE FLUIDOS HIDROTERMALES: U vs Th.....	156
5.2.4.2 DIAGRAMA DE DIFERENCIACIÓN DE LOS EVENTOS MAGMÁTICOS: SiO ₂ vs FeO	158
5.2.4.3 DIAGRAMA TIPOS DE MAGMAS SECOS O HIDRATADOS: Al/ (Ca+Na+K) vs Eu/Eu*.	160
5.2.4.4 GRADO DE OXIDACIÓN	161
4.3.4.5 DIAGRAMA ESTADO DE OXIDACIÓN VS. EL CONTENIDO AGUA: Eu/Eu* vs Fe total.	162
CONCLUSIONES	169
BIBLIOGRAFÍA.....	170

LISTADO DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURAS

Figura 2.1: Abundancia de los elementos en la Corteza Terrestre.

Figura 2.2: Generación de procesos magmáticos.

Figura 2.3: Ambientes de generación de magmas.

Figura 2.4. Magmatismo de placas convergentes o zonas de Subducción de placas.

Figura 2.5: Magmatismo de placas divergentes o márgenes constructivos.

Figura 2.6: Magmatismo en bordes de placas transformantes.

Figura 2.7: Magmatismo en intraplaca continental y sus diferentes ambientes de emplazamiento del magmatismo.

Figura 2.8: La naturaleza geoquímica y los ambientes geotectónicos

Figura 2.9: Ambientes geotectónicos y el tipo de magmatismo según Dickinson, 1971.

Figura 4.1: Ubicación del Proyecto y de las muestras de rocas intrusivas de las S.U Yarabamba y Challaviento.

Figura 4.2: Ubicación de las muestras de rocas volcánicas de los Grupos Toquepala y Barroso.

Figura 4.3: Mapa Metalogenético del Sur del Perú entre las latitudes 14–18° 30'-INGEMMET.

Figura 4.4: Datos geocronológicos basados y modificado de Pitcher, W et al. 1986.

Figura 4.5: Placa de Nazca y Sudamericana.

Figura 4.6: Esquema del ambiente de la zona de Subducción.

Figura 4.7: Zona de Subducción de un margen continental activo.

Figura 5.1: Clasificación de saturación de alúmina según Shand.

Figura 5.2: Saturación de Alúmina Superunidad Challaviento.

Figura 5.3 : Saturación de Alúmina Superunidad Yarabamba.

Figura 5.4: Saturación de Alúmina Grupo Barroso.

Figura 5.5: Saturación de Alúmina Grupo Toquepala

Figura 5.6: Diagrama Harker Challaviento y Yarabamba

Figura 5.7: Diagrama Harker de la Superunidad Challaviento

Figura 5.8: Diagrama Harker de la Superunidad Yarabamba

Figura 5.9: Diagrama Harker del Grupo Barroso

Figura 5.10: Diagrama Harker del Grupo Toquepala

Figura 5.11: Diagrama Harker del Grupo Toquepala y Barroso.

Figura 5.12: Diagrama TAS de Le Bas 1986 de la Superunidad Yarabamba

Figura 5.13: Diagrama TAS de Le Bas (1986) de la Superunidad Challaviento

Figura 5.14: Diagrama TAS de Le Bas (1986) del Grupo Toquepala.

Figura 5.15: Diagrama TAS de Le Bas (1986) del Grupo Barroso

Figura 5.16: Clasificación de milcaciones R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) para la Superunidad Challaviento

Figura 5.17: Clasificación de milcaciones R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) para la Superunidad Yarabamba

Figura 5.18: Diagrama de Irvine-Baragar SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ Superunidad Challaviento

Figura 5.19: Diagrama de Irvine-Baragar SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ Superunidad Yarabamba

Figura 5.20: Diagrama Irvine-Baragar del Grupo Toquepala

Figura 5.21: Diagrama Irvine-Baragar del Grupo Barroso

Figura 5.22: Diagrama de clasificación de las rocas Subalcalinas de la Superunidad Yarabamba

Figura 5.23: Diagrama de clasificación de las rocas Subalcalinas de la Superunidad Challaviento

Figura.5.24: Diagrama de clasificación de las rocas Subalcalinas del Grupo Toquepala.

Figura.5.25: Diagrama de clasificación de las rocas Subalcalinas del Grupo Barroso

Figura.5.26. Diagrama de Tierras Raras normalizadas de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento

Figura.5.27: Diagrama de Tierras Raras Normalizadas de los Grupos Toquepala y Barroso

Figura.5.28: Abundancia Longitudinal de Tierras Raras en la Superunidad Challaviento

Figura.5.29: Abundancia Longitudinal de Tierras Raras en la Superunidad Yarabamba.

Figura.5.30: Diagrama de abundancia de Tierra Raras en las litologías de la Superunidad Yarabamba.

Figura.5.31: Diagrama de abundancia de Tierras Raras en las litologías de la Superunidad Challaviento.

Figura.5.32: Diagrama de abundancia de Tierras Raras en las litologías del Grupo Toquepala.

Figura.5.33: Diagrama de abundancia de Tierras Raras en las litologías en el Grupo Barroso.

Figura.5.34: Diagrama de abundancia lateral de Tierras Raras en el Grupo Barroso.

Figura.5.35: Diagrama de abundancia lateral de Tierras Raras en el Grupo Toquepala.

Figura 5.36: Diagramas Proporciones Tierras Raras y Variantes de las Superunidades Yarabamba y Challaviento.

Figura.5.37: Diagramas Proporciones Tierras Raras y Variantes de los Grupos Toquepala y Barroso.

Figura.5.38: Diagrama Multielemental Yarabamba y Challaviento.

Figura.5.39: Diagrama Multielemental Toquepala y Barroso.

Figura.5.40: Diagrama de abundancia litológica Multielemental de Challaviento.

Figura.5.41: Diagrama de abundancia litológica Multielemental de Yarabamba.

Figura.5.42: Diagrama de abundancia litológica Multielemental de Toquepala.

Figura.5.43: Diagrama de abundancia litológica Multielemental del Barroso.

Figura.5.44: Diagrama de Elementos de Transición normalizados de Challaviento y Yarabamba.

Figura.5.45: Diagrama de Elementos de Transición normalizados de Toquepala y Barroso.

Figura.5.46: Diagrama de dispersión primaria de los elementos de transición en las Superunidades y Grupos.

Figura.5.47: Diagrama de discriminación tectónico de Shand.

Figura.5.48: Diagrama de Whalen: $10000\text{Ga}/\text{Al}$ vs Y.

Figura.5.49 Diagrama de Chappell y White mostrando valores promedios.

Figura.5.50: Diagrama de Chappell y White mostrando división de granitoides.

Figura.5.51: Diagrama de Pearce: $(\text{Y}+\text{Nb})$ vs Rb de las cuatro unidades geológicas.

Figura.5.52: Diagrama de Pearce: $(\text{Nb}+\text{Y})$ vs Nb de las cuatro unidades geológicas.

Figura.5.53: Diagrama de Pearce: Y vs Nb de las cuatro unidades geológicas.

Figura. 5.54: Diagrama de $(\text{Yb}+\text{Ta})$ vs Rb de las cuatro unidades geológicas.

Figura.5.55: Diagrama de profundidad estimada para las cuatro unidades geológicas.

Figura 5.56: Diagrama de profundidad de la fuentes de los Intrusivos y Volcánicos.

Figura.5.57: Diagrama para determinar la antigüedad de las rocas: SiO_2 vs Sm/Yb .

Figura.5.58: Diagrama de circulación de fluidos hidrotermales.

Figura.5.59: Diagrama de circulación de fluidos hidrotermales de la cuatro unidades geológicas.

Figura.5.60: Diagrama de diferenciación de eventos magmáticos.

Figura.5.61: Diagrama de magmas húmedos y secos entre álcalis y Eu/Eu^* .

Figura.5.62: Diagrama de contenido de agua vs oxidación y mineralización.

Figura.5.63 Diagrama de mineralización y la Superunidad de Yarabamba.

Figura.5.64: Diagrama de mineralización y el Grupo Toquepala.

Figura.5.65: Diagrama de mineralización y la Superunidad Challaviento

Figura 5.66: Diagrama de mineralización y el Grupo Barroso.

TABLAS

Tabla 2.1: Distribución de los Constituyentes Mayoritarios de la Corteza.

Tabla 2.2: Abundancia de los elementos en la Corteza en ppm.

Tabla 2.3: Composición de rocas ígneas en % de masa.

Tabla 2.4: Configuración electrónica de los elementos siderófilos.

Tabla 2.5: Configuración electrónica de los elementos calcófilos.

Tabla 2.6: Configuración electrónica de los elementos litófilos.

Tabla 2.7: Configuración electrónica de elementos atmófilos.

Tabla 2.8: Composición media de los Magmas.

Tabla 2.9: Valores de los óxidos.

Tabla 2.10: Características de los ambientes geotectónicos.

Tabla 2.11: Resumen de esquemas de clasificación de rocas usando elementos mayores.

Tablas 5.1 y 5.2: Elementos Mayores en (% peso) Grupo Toquepala

Tabla 5.3: Saturación de alúmina.

Tabla 5.4: Matriz de Correlaciones de Pearson Superunidad Challaviento.

Tabla 5.5: Matriz de Correlaciones de Pearson Superunidad Yarabamba.

Tabla 5.6: Matriz de Correlaciones del Barroso.

Tabla 5.7: Matriz de Correlaciones Grupo Toquepala.

Tabla 5.8: Promedios de abundancias de los Óxidos en %.

Tabla 5.9: Promedio de abundancias de óxidos en %.

Tabla 5.10: Litologías de las Superunidades.

Tabla 5.11: Litologías de los Grupos.

Tabla 5.12: Proporciones Milicatiónicas de Superunidades Challaviento y Yarabamba.

Tabla 5.13: Valores en los meteoritos –condritos- para la normalización de Tierras Raras (concentración en ppm) (Según Rollinson).

Tabla 5.14: Tierras Raras Normalizadas.

Tabla 5.15: Variación longitudinal de Tierras Raras en las Superunidades.

Tabla 5.16: Abundancia litológica de REE.

Tabla 5.17: Valores normalizados de Tierras Raras.

Tabla 5.18: Valores de tierras Raras y Variantes.

Tabla 5.19: Valores normalizados (en ppm) usados en el cálculo de spiderdiagrama y listado en su orden de ploteo (según Rollinson).

Tabla 5.20: Multielementos normalizados en cuatro unidades.

Tabla 5.21: Multielementos normalizados en litologías.

Tabla 5.22: Valores normalizados usados para Elementos de Transición (ppm).

Tabla 5.23: Elementos de Transición normalizados.

Tabla 5.24: Elementos de Transición en ppm.

Tabla 5.25 Saturación de Alúmina en moles.

Tabla 5.26: Diagrama de Whalen.

Tabla 5.27: Valores promedios de SiO_2 vs A/CNK.

Tabla 5.28: Diagrama de Pearce: (Y+Nb) vs Rb.

Tabla 5.29: Diagrama (Yb+Ta) vs Rb.

Tabla 5.30. Profundidad de la Fuente: SiO_2 vs Ce/Y.

Tabla 5.31: Valores para estimación de la profundidad de los magmas.

Tabla 5.32: Valores para antigüedad de magma.

Tabla 5.33: Valores de U vs Th.

Tabla 5.34: Diagrama SiO_2 vs FeO (t) para diferenciar eventos magmáticos.

Tabla 5.35: Tipos de Magmas Secos e Hidratados.

Tabla 5.36: Grado de Oxidación en %.

Tabla 5.37: Contenido de agua vs Oxidación.

RESUMEN

Las variedades litológicas predominantes en las rocas plutónicas son las monzonita, granodiorita, tonalita y en los volcánicos andesita/traquiandesita, dacita/traquidacita y riolitas. Geoquímicamente, se pueden diferenciar tres series graníticas principales en granitoides máficos, intermedios y félsicos. La relación SiO_2 vs Sm/Yb permite determinar que los volcánicos félsicos de Toquepala son más antiguos seguido por las Superunidades de Yarabamba y Challaviento, siendo más joven el Grupo Barroso. Esta característica es corroborada, en la mayoría de los casos, por las edades radiométricas obtenidas en las muestras de las series de rocas ígneas.

Las cuatro unidades geológicas tienen firmas calcoalcalinas de alto potasio con un carácter metaluminoso con excepción del Grupo Toquepala que es peraluminoso. Los diagramas de variación tipo Harker presentan correlaciones negativas con respecto a la sílice para la mayoría de los óxidos con excepción del Na y K que tienen correlaciones positivas. Además la presencia de la anomalía negativa de Eu. Estas tendencias lineales son consistentes con procesos de cristalización fraccionada de los magmas.

Aplicando los diagramas de discriminación tectonomagmática Y vs. Nb, (Y+Nb) vs Nb, (Y+Nb) vs Rb, todos los granitoides caen en el campo de granitos de arco volcánico. Los elementos traza y tierras raras también muestran características típicas de rocas asociadas a subducción con un enriquecimiento de los elementos LILE (<100) y TRL con respecto a los elementos HFSE (<10) y TRP. Además de anomalías negativas de Nb y anomalías positivas de Th y Ce que indican que están relacionadas al marco tectónico de subducción de placas.

Con respecto a la relación con la mineralización en concordancia con las relaciones de la alúmina y Eu nos muestran que las unidades geológicas provienen de magmas húmedos y con tendencia metaluminosa. Las relaciones de Eu/Eu^* vs FeO total muestran que todas las unidades geológicas caen en el campo de la corteza continental o primitiva y de los granitos tipo "I" y de la serie de la magnetita y su relación con la mineralización, el Grupo Toquepala cae en el campo de Cu-Mo y polimetálicos, el Barroso con el campo Cu-Mo y Challaviento con Cu-Au y polimetálicos y Yarabamba no muestra relación alguna con algún campo de mineralización.

Palabras claves: geoquímica magmática, tectomagmático, elementos mayores, traza, Tierras Raras.

ABSTRACT

The predominant lithological varieties plutonic rocks are monzonite, granodiorite, tonalite and the volcanic andesite / trachyandesite, dacite / trachydacite and rhyolites. Geochemically, one can distinguish three main igneous series, divided into mafic, intermediate to felsic granitoids. The SiO_2 vs. Sm / Yb determine that the felsic volcanic Toquepala are older followed by super units Challaviento Yarabamba and younger being the Barroso Group. This feature is supported, in most cases, by the radiometric ages obtained in samples of the series of igneous rocks.

The four geological units have high potassium calc-alkaline signature a metaluminous character except Toquepala Group is peraluminous. The Harker variation diagrams presented negative correlations with respect to the silica to most oxides with the exception of Na and K which have positive correlations. Furthermore the presence of the negative anomaly of Eu is consistent with fractional crystallization processes of magmas.

Using diagrams tectonomagmatic Y vs. Nb, (Y + Nb) vs. Nb, (Y + Nb) v Rb, granitoides all fall into the field of volcanic arc granites. The rare earth and trace elements also show typical subduction rocks associated with an enrichment of LILE (<100) and LREE regarding HFSE (<10) and HREE. Besides the negative anomalies of elements Nb and positive anomalies of Th and Ce are indicating tectonic setting related to subduction of plates.

*Key words: Magmatic geochemistry, tectomagmatic, major elements, trace, REE

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 SITUACIÓN PROBLEMÁTICA

Antes y después de la década del 1970, el reconocimiento geoquímico era visto como una herramienta exclusivamente relevante en la esfera de la geología económica, sin embargo, en las últimas décadas, se ha reconocido su importancia en la petrogénesis de los materiales rocosos y actualmente en la geología ambiental. El valor del estudio geoquímico como base del desarrollo sostenible ha sido enfatizado por la UNESCO en su publicación de 1995 “A Global Geochemical Database”, citando que, una base de datos geoquímicos de alta calidad es pertinente para una gran variedad de investigaciones de las Ciencias de la Tierra y de la Vida y debería ser considerado como componente esencial del conocimiento geológico y ambiental.

Los trabajos en los últimos años de litogeoquímica de elementos mayores y traza en el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico- INGEMMET- han contribuido en ordenar los grupos de rocas en base a dataciones radiométricas y variaciones geoquímicas en el tiempo y espacio de los tipos de rocas ígneas,

metamórficas y sedimentarias, a partir de este avance se ha empezado a estudiar en detalle la litogeoquímica (geoquímica de rocas) y su relación a las asociaciones de elementos metálicos y tierras raras. Así tenemos algunos trabajos como de Martínez et. al. (2003).

Con el estudio microscópico, una roca queda definida de una manera incompleta, debido a que casi todos los minerales admiten considerables sustituciones de otros elementos químicos en su estructura, por tanto, podemos encontrar rocas de igual composición mineralógica y con una distinta composición química. Por tanto, una roca definida sólo por su composición mineralógica o por su análisis químico, está parcialmente definida y conviene tener los dos datos. El análisis químico es un complemento necesario en la investigación petrológica.

Los diagramas en los que se representa de una manera práctica el quimismo de una roca o una serie de rocas, sirven no solamente para darnos una idea de la composición química de una roca determinada, sino también en la variación del quimismo y relacionarlo con el proceso de cristalización o evolución de las series (Fernández y Hernández, 1991). Además para conocer la evolución de los metales en el tiempo y averiguar la dispersión geoquímica de los elementos.

Los resultados de esta investigación conllevarán al conocimiento de variabilidad química de estos intrusivos y la abundancia de metales traza petrogenéticos y de interés económico.

Los estudios geológicos que incluyen la información geoquímica han cambiado los conceptos sobre el origen de los materiales ígneos y su desarrollo a través del tiempo, con los estudios geoquímicos y radiométricos se han desarrollado y ampliado los parámetros de posición y evolución magmática, sobre todo por análisis geoquímicos de elementos mayores, menores, traza y tierras raras (REE) realizados en unidades litológicas.

El problema a resolver usando la litogeoquímica en base a los análisis de los elementos mayores, menores, traza y tierras raras es que la evolución

magmática en el Sur del Perú es bastante compleja, porque en esta región interactúan elementos tectónicos globales y magmatismo asociado con distorsiones de la corteza litósferica (Martinez, W. et.al. 2003). Esta tesis de investigación se enfoca principalmente en cómo estos procesos afectan la composición química de los intrusivos de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y de los Grupos Volcánicos de Toquepala y Barroso en su origen y evolución en el tiempo y su relación con la mineralización.

1.2 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

La mayoría de los magmas no llega directamente a la superficie desde su zona de generación, sino que se aloja en una cámara magmática relativamente somera (profundidad típica de 1-5 km). En la cámara, el magma experimenta una serie de procesos que cambian su composición química; por ello esta investigación tratará de explicar los cambios químicos tanto en el magma que se cristaliza en profundidad (intrusivos) y los que llegan a la superficie (volcánicos).

A partir de sólo tres o cuatro tipos de magmas primarios (basálticos toleíticos, basalto alcalinos, granítico, andesítico?), los procesos de evolución magmática originan varios tipos de magmas diferentes, a su vez, al enfriarse, estos magmas se convierten en otras tantas rocas ígneas. Los procesos de evolución magmática como la asimilación de la roca encajante o la mezcla de magmas, pueden hacer variar bruscamente la composición de éstos.

En el caso de las zonas de subducción, el mecanismo y características del magmatismo dependen del régimen dinamo-térmico que se produce en cada sector del orógeno. De esta manera se presenta la variación de la composición de los magmas desde las zonas internas del orógeno (lado oceánico) hacia las zonas externas (lado continental del arco volcánico) que se conoce como la polaridad magmática, que se refiere fundamentalmente a la variación en el contenido de elementos alcalinos, especialmente potasio, de forma que el contenido de este elemento en los magmas emitido crece desde el lado oceánico hacia el exterior del orógeno, al depender de la profundidad creciente

del lugar de origen de los magmas primarios, dicha profundidad parece estar relacionada con la de la placa que subduce.

Cerca de las fosas oceánicas y atravesando el complejo subductivo y los sedimentos del talud oceánico del arco insular, se emplazan magmas toleíticos, similares a los generados en las dorsales oceánicas y que proceden de magmas primarios formados a unos 50 km de profundidad. En el Arco Volcánico predominan los magmas calcoalcalinos, generados entre 80 y 160 km de profundidad y emplazados a lo largo de la evolución orogénica, participando en la construcción de dicho arco. En el lado externo (lado continental o antepaís) los magmas son ya potásicos generándose a profundidades próximas a los 300 km.

En los tres casos existen evidencias geoquímicas de la subducción de sedimentos hasta dichas profundidades. En la zona de subducción los procesos magmáticos son mucho más complejos y variados que en las dorsales oceánicas y zonas de interplaca, dado que en este caso su ascenso hacia la superficie se ve dificultado por el régimen compresivo dominante, salvo donde se produce la extensión tras arco. De esta manera el ascenso y evolución de un magma, desde su lugar de origen hasta su consolidación, puede durar varias decenas de millones de años, dándose todos los posibles procesos de diferenciación, asimilación y mezcla de magmas, y cuyo resultado final es una gran variedad de rocas ígneas, desde los términos básicos e intermedios: gabro, granodiorita etc., hasta los más ácidos: granitos, riolitas, etc. (Anguita, F. et al 1991)

Por ello esta investigación se plantea como problema principal, explicar en líneas generales la caracterización geoquímica de las rocas ígneas y su relación al ambiente geotectónico.

Como problemas secundarios se tratara de explicar:

¿Qué características geoquímicas tienen los intrusivos de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y de los volcánicos de los Grupos Toquepala y Barroso?.

¿Qué diferencias geoquímicas resaltantes resultan de la diferenciación entre ambos Grupos de intrusivos y volcánicos?

¿Cómo han evolucionado los contenidos de los elementos químicos trazas en el tiempo?

¿Qué relaciones tienen con respecto al ambiente tectónico en el Sur del Perú?

¿Hay alguna relación entre los Grupos de intrusivos y volcánicos con relación a la mineralización en el Sur del Perú?

1.3 JUSTIFICACIÓN TEÓRICA Y PRÁCTICA DE LA INVESTIGACIÓN

JUSTIFICACIÓN TEÓRICA

En el Perú existen pocos trabajos de aplicación de la geoquímica en la determinación y clasificación de las rocas ígneas en primordial en las rocas intrusivas, dado que este tipo de roca se forman en un gran tiempo que permite la solidificación de toda la masa fundida o magma para originar la cristalización de los minerales, de allí que resulta que al haber tenido este tiempo, los elementos químicos de similares características químicas puedan reemplazar, sustituir a los elementos mayores de su matriz, es por ello que los análisis químicos juegan un papel importante.

Así mismo las rocas intrusivas pueden tener la misma composición mineralógica pero con marcadas diferencias en la composición química, debido a que muchos minerales petrogénéticos contienen impurezas o se contaminan con otros elementos químicos durante su formación, motivo por el cual sólo se puede detectar con análisis químicos.

Conociendo que los intrusivos de la Superunidad Yarabamba datan del Paleoceno inferior y la Superunidad Challaviento del Eoceno medio, los volcánicos del Grupo Toquepala del Cretáceo y el Grupo Barroso del Neógeno, es imperiosa la necesidad de investigar la evolución de la abundancia de los elementos trazas en el tiempo. El aporte científico es determinar en la composición geoquímica de las diferentes clases de rocas intrusivas y volcánicas involucradas y la ocurrencia de yacimientos minerales.

Los diagramas en los que se representa de una manera gráfica el quimismo de una roca o serie de rocas sirven no solamente para darnos una idea de la composición de una roca determinada, sino también de la variación del quimismo de una serie de rocas tanto espacial como en el tiempo, en estos diagramas se intenta relacionar la variación del quimismo con el proceso de cristalización o evolución de las series de rocas intrusivas.

La aplicación de la Estadística debido a la gran cantidad de datos a ser interpretados y a la calidad de éstos provenientes de un buen muestreo de campo, son condiciones fundamentales para la extracción de la información esencial, utilizando esta técnica tan ampliamente difundida por software especializados tales como el GEOEAS, GEOSOFT-módulo chimera, Excell, IBM-SPSS (Statistical Package Social Science).

JUSTIFICACIÓN PRÁCTICA

Este proyecto es de investigación básica que con el análisis estadístico, graficación e interpretación de los datos litogeoquímicos de los intrusivos YARABAMBA Y CHALLAVIENTO, y los volcánicos de TOQUEPALA y BARROSO al Sur del Perú se obtendrían las relaciones genéticas, sus variaciones elementales en el tiempo y espacio, así como su relación a las asociaciones minerales como los yacimientos de Toquepala, Cuajone, Quellaveco y otros proyectos de pórfidos encontrados en los últimos años.

1.4 OBJETIVOS

OBJETIVO DE LA INVESTIGACIÓN

El objetivo de la presente tesis es caracterizar e interpretar geoquímicamente a los intrusivos de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y los volcánicos de los Grupos de Toquepala y Barroso y encontrar las relaciones con respecto al ambiente tectónico y las relaciones geoquímicas con la mineralización en el Sur del Perú.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Analizar y correlacionar los resultados geoquímicos de los intrusivos de Yarabamba y Challaviento y los volcánicos de los Grupos Toquepala y Barroso y conocer geoquímicamente su relación, sus diferencias y variaciones de acuerdo con la profundidad de emplazamiento, con el ambiente geotectónico y la mineralización, mediante los siguientes objetivos:

1.- Determinar la caracterización geoquímica mediante la composición de elementos mayores, menores y traza de los intrusivos de Yarabamba y Challaviento y las rocas volcánicas de Toquepala y Barroso y determinar sus diferencias químicas.

2.- Caracterizar geoquímicamente la profundidad de emplazamiento de los magmas y su ambiente geotectónico.

3.- Caracterizar geoquímicamente los fluidos hidrotermales de los intrusivos y volcánicos y su relación con la mineralización en el Sur del Perú.

4.- Obtener los diagramas de clasificación como TAS (Total álcalis-sílice), diagrama de Hacker, clasificación por saturación de sílice y alúmina, Tierras Raras, Multielementales, elementos de transición, ambiente geoquímico primario de los elementos.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 ANTECEDENTES DEL PROBLEMA

En 2003 el Instituto Geológico Minero Metalúrgico- INGEMMET- inicia los estudios geoquímicos aplicados al magmatismo en el Sur del Perú, realizadas en unidades litológicas comprendidas desde el Jurásico hasta el Cuaternario a través de los análisis de los elementos mayores, traza y tierras raras dentro de una zona tectónica que corresponde a un arco magmático producto de una subducción sin-colisional, con generación de materiales volcánicos e intrusivos calcoalcalinos.

Las características geoquímicas obtenidas de las secuencias volcánicas e intrusivas en la región Sur del Perú confirman que la evolución magmática de estos materiales geológicos se debe a una cristalización fraccionada con contaminación cortical (Martínez, W, et al, 2003). Estos trabajos concernientes al Grupo Toquepala, a través de los diagramas Harker y tierras raras (REE) muestran una relación evolutiva con tendencia a una cristalización fraccional. Además a los elementos traza REE se observa empobrecimiento de tierras raras ligeras que sugieren poco fraccionamiento del magma, la anomalía negativa del Eu puede indicar fraccionamiento de las plagioclasas al 10%. De

acuerdo a las razones de tierras raras y variantes se puede interpretar que durante el origen y segregación de los materiales para el Grupo Toquepala, el grosor cortical ya era superior a los 40 Km a partir del Jurásico terminal.

Para el Evento Barroso llegaron a interpretar que está diferenciado espacial y geoquímicamente, cuyas rocas tienen un intervalo químico entre andesitas basálticas y riolitas, interpretando esta diferenciación como un producto de la evolución cortical hacia el oriente y en relación directa a las concentraciones de K y Sr, también existe la tendencia a pensar que las estructuras más occidentales son más antiguas.

Las Superunidades Yarabamba, Ilo, Punta Coles, Linga y Challaviento tienen una consanguinidad muy similar entre ellas, son subalcalinas de la serie calcoalcalinas y de marco tectónico convergente. El análisis de elementos mayores resalta que la Superunidad Yarabamba es más máfica que las otras superunidades y que aparentemente la unidad Challaviento es la de mayor diferenciación (Rodríguez, et al, 2010).

Acosta, H, et al (2011) menciona que la Superunidad Yarabamba está compuesta desde gabros hasta granitos (Rodríguez, et al, 2010) describe rangos de composición química para elementos mayores, elementos traza donde ocurre un amplio rango de contenido de SiO_2 (48 al 73%) y K_2O (0.2 a 6%) razón media alta de Sm/Yb (1.5 a 3.2), y La/Sm (2 a 10), anomalías negativas < 1 de Eu/Eu* (0.3 a 1.1), posee amplio contenido de FeO (2 a 10) y siendo el patrón de las rocas ubicarse en campos de ocurrencias metálicas de Cu-Mo y Cu-Au .

La Superunidad Challaviento compuesta de gabro, diorita, granodiorita y granitos (Rodríguez, et al, 2010) con un contenido medio de SiO_2 (55 a 68%) y contenido de K_2O (1 a 4%) razones de Sm/Yb (2 a 3.6) y La/Sm (5 a 8), estas rocas contienen anomalías negativas < 1 de Eu/Eu* (0.6 a 1) y amplio contenido de FeO* (4 a 10). No se observa un campo definido de las ocurrencias metálicas con solo una muestra en el campo del Mo.

Acosta H, et al 2011 asume que las Superunidades de Yarabamba, Challaviento tienen un alto contenido de K_2O mientras que el Grupo Toquepala y Barroso tienen contenido medio de K_2O . En términos de saturación de alúmina todas las muestras del Barroso son metaluminosas y Yarabamba, Challaviento son metaluminosas y peraluminosas; el carácter peraluminosos es quizás causado por la alteración de sericita como también por la inclusión de líticos en estas rocas, asimismo se estima que la profundidad de los magmas en el diagrama Ce/Y vs SiO_2 para Yarabamba, Challaviento y Toquepala asumió una profundidad con espesor de 50km mientras que el Grupo Barroso alcanzó los 70 Km.

2.2. BASES TEÓRICAS

2.2.1.- GEOQUÍMICA

Víctor M. Goldschmidt 1937, mineralogista-geoquímico suizo, en sus obras *Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente* (1923-1937), y *Grundlagen der Quantitativen Geochemische* (1933-1935), señala tres tareas fundamentales de la geoquímica (Rivera, H; 2007):

- a) Determinación de las relaciones cuantitativas de los elementos y átomos en las esferas geoquímicas de la Tierra.
- b) Explicación de la distribución de los elementos en las esferas geoquímicas de la Tierra, es decir, en los minerales y las rocas de la litosfera y en los productos naturales de toda clase.
- c) Descubrir las leyes que rigen las relaciones cuantitativas y la distribución de los elementos.

Según Goldschmidt, la geoquímica se puede definir como la «Medición de la abundancia relativa y absoluta de los elementos de las distintas partes de la Tierra, con el objeto de descubrir los principios que gobiernan su distribución y migración por todo el ciclo geológico».

Hay muchas definiciones de geoquímica, pero la de Goldschmidt realza dos aspectos:

- a) La distribución de los elementos en la Tierra (descriptivo), y
- b) Los principios que gobiernan su distribución (interpretación).

En esencia esta definición explora el ciclo de los elementos en la naturaleza, basada en las propiedades de sus átomos o iones, también considera la abundancia y distribución de los isótopos, la abundancia y estabilidad del núcleo atómico.

2.2.2.- COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA CORTEZA

La composición química promedio de la corteza, dada por Ronov et al., 1969, (Tabla 2.1) muestra efectivamente la importancia del O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, que forman aproximadamente el 99% del total. Es necesario insistir en la importancia del oxígeno, que es el elemento dominante de la corteza consistiendo en cerca del 47% del peso y 93% del volumen; el otro elemento mayor es el silicio, el cual llega cerca del 28% del peso, pero menor del 1% del volumen debido al tamaño pequeño del átomo del silicio.

Se han considerado solamente los elementos mayoritarios que son los que se determinan comúnmente en los análisis de las rocas (Tabla 2.1) y se han omitido los otros elementos que son pocos abundantes pero que entran en la estructura de muchos silicatos, y entre ellos los feldespatos plagioclasas juegan un papel importante. En líneas generales, la corteza terrestre está formada por completo de compuestos oxigenados, en especial de silicatos de aluminio, calcio, magnesio, sodio, potasio y hierro; por ello Goldschmidt, denominó a la litosfera también *oxífera*.

Siguiendo a Vernadsky (1924) que denomina, “Clarke” de concentración (en honor a Clarke, F., W.), «al porcentaje de un elemento en la corteza», se constató un hecho sorprendente en lo que se refiere a los elementos poco abundantes (Rivera, H; 2007). Los metales cuyos yacimientos son conocidos están, en efecto, menos repartidos que los elementos poco comunes tales como las Tierras Raras. Este hecho significa que ciertos elementos se hallan dispersos en minerales y rocas y se encuentran raramente concentrados, mientras que los metales están concentrados pero no dispersos en las rocas.

Los procesos que dieron lugar a la formación de la corteza separaron ciertos elementos químicos del cuerpo principal de la Tierra y los concentraron en esta capa. Aun cuando muchos de estos elementos no son abundantes en la corteza, tienen una concentración más alta en esta zona que en el resto de la Tierra. Si se compara la abundancia de varios elementos en siderolitos (meteoritos semejante al manto), en la corteza encontramos los siguientes elementos fuertemente enriquecidos: H, Li, B, F, Na, Al, K, T, Rb, Y, Zr, Nb, In, I, Cs, Ba, La, Tierras Raras, Hf, Ta, W, Te, Pb, Bi, Th, V. Muchos de estos elementos son encontrados en concentraciones más grandes que su promedio cortical en ciertos tipos de rocas ígneas (tal como las pegmatitas).

La abundancia de los elementos de la corteza terrestre se dan en función de su porcentaje, dado en micrón/gramo o como unidad de concentración en ppm (partes por millón).

Los elementos en la corteza terrestre se pueden clasificar de acuerdo a Superunidad porcentaje ponderal (Tabla 2.2), en tres grupos, en esta zona se encuentran los 80 elementos:

GRUPO I comprende 12 elementos cuyos contenidos sobrepasan los 1000 ppm o micrón/gramo y representan el 99,39% de la composición media de la corteza terrestre.

GRUPO II engloba 46 elementos de composición entre 1 a 1000 ppm y representan el 0,37%.

Grupo III comprende los 22 elementos restantes cuyos contenidos son inferiores a 1 ppm y representan el 0,0004%.

Tabla 2.1 Distribución de los Constituyentes Mayoritarios de la Corteza (Tomado de Brousse, R)

A EN ÓXIDOS		B EN IONES			C EN MINERALES	
% PESO			% PESO	% VOLUMEN	% VOLUMEN	
SiO ₂	55,2	O	46,60	92,0	Plagioclasa	39
Al ₂ O ₃	15,3	Si	27,72	0,8	Feld. alcalino	12
Fe ₂ O ₃	2,8	Al	8,13	0,8	Cuarzo	12
FeO	5,8	Fe	5,00	0,7	Piroxeno	11
K ₂ O	1,9	Ca	3,63	1,4	Micas	5
MgO	5,2	Na	2,83	1,6	Anfíboles	5
CaO	8,8	K	2,59	2,1	Olivino	3
Na ₂ O	2,9	Mg	2,09	0,6	Arcillas	4,6
TiO ₂	1,6				Dolomita	0,5
P ₂ O ₅	0,3		98,59	100,0	Magnetita	1,5
MnO	0,2				Otros	4,9

A y C según Ronov y Yaroshevsky, 1969; B según Goldschmidt, 1952.

Los dos últimos grupos son los que encierran a los «**elementos traza**» de las rocas, entre los cuales aún es posible distinguir: los elementos menores, elementos dispersos y elementos raros.

a) **Los elementos menores**, cuyo contenido en las rocas es apreciable, forman normalmente minerales aislados (Zr, Ti, Cr, Ba...)

b) **Los elementos dispersos**, cuyo contenido es bastante significativo pero que no se encuentran jamás expresados como minerales (Rb, Ga, Hf...).

c) **Los elementos raros**, se encuentran en cantidades ínfimas en sustitución isomorfa en los minerales y en las rocas, pero que sólo raramente están expresados como minerales (Tb, Lu, Y, Bi...). A estos elementos en las ciencias biológicas se denomina *oligoelementos* por su doble sentido, por ser un elemento poco abundante y por su función enzimática.

La Tabla 2.2 muestra que muchos elementos muy importantes económicamente son bastante raros, por ejemplo, el cobre es menos abundante que el zirconio, el mercurio es menos abundante que las tierras raras, el vanadio es más abundante que el estaño, el níquel es menor que el rubidio, etc. Es evidente que se debe establecer una distinción entre la abundancia de un elemento y su geodisponibilidad.

I) Elementos > 1000 ppm		II) Elementos > 1 ppm			III) Elementos < 1 ppm		
O	466,000	F	700	Sm	7	Tb	0,9
Si	277,200	S	520	Gd	6	Lu	0.8
Al	81,300	Sr	450	Pr	6	Hg*	0.5
Fe	50,000	Ba	400	Sc	5	I	0.3
Ca	36,300	C	320	Hf	5	Sb*	0.2
Na	28,300	Cl	200	Dy	5	Bi*	0.2
K	25,900	Cr	200	Sn*	3	Tm	0.2
Mg	20,900	Zr	160	B*	3	Cd	0.2
		Rb	120	Yb	3	Ag*	0.1
8 elementos		V	110	Er	3	In	0.1
= 98,59%				Br	3	Se	0,09
		10 elementos		Ge	2	Ar	0.04
		= 0,318%		Be*	2	Pd	0,01
Ti	4,400			As*	2	Pt*	0.005
H	1,400	Ni*	80	U*	2	Au*	0.005
P	1,180	Zn*	65	Ta*	2	He	0.003
Mn	1,000	N	46	W*	1	Te	0.002
		Ce	46	Mo*	1	Rh	0.001
4 elementos		Cu*	45	Cs	1	Re	0.001
= 0,798%		Y	40	Ho	1	Ir	0.001
Total							
12		Li	30	Eu	1	Os	0.001
elementos		Nd	24	Tl	1	Ru	0.001
= 99,39%		Nb	24				
		Co	23	22 elementos		22 elementos	
		La	18			= 0,0004%	
		Pb*	15	= 0,0065%			
		Ga	15	Total			
		Th	10	46 elementos			
				= 0,3725%			
		14 elementos					
		= 0,048%					

(Según datos de Goldschmidt, 1937; Rankama y Sagama, 1950; Mason, 1958; y Vinogradov, 1962.). Los elementos "muy comunes" están con asteriscos. (Tomado de Aubouin, J.).

La Fig. 2.1 muestra la relación entre la abundancia y el número atómico de los elementos en la corteza terrestre, comprendidos entre 1 y 93.

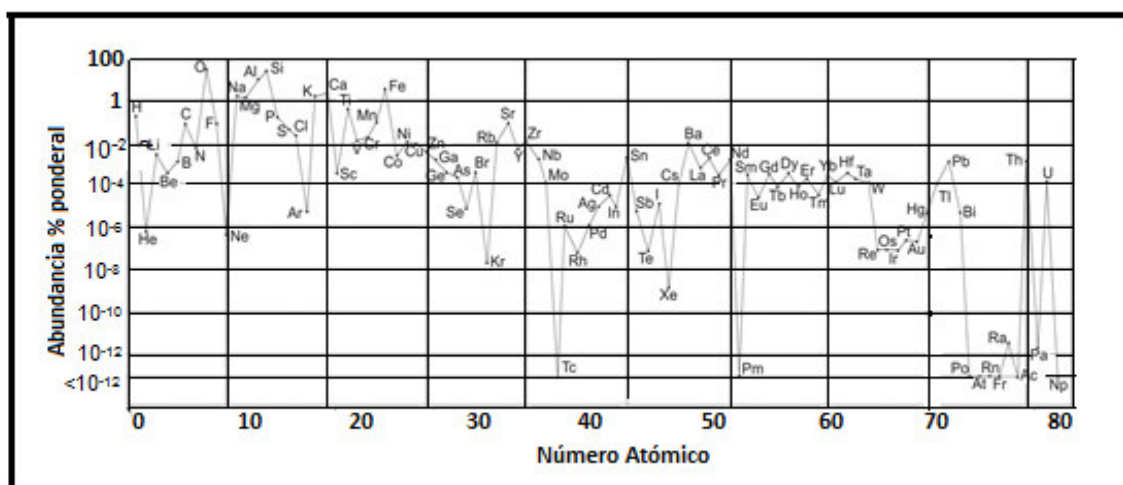


Fig. 2.1 Abundancia de los elementos en la Corteza Terrestre (Tomado de Mason 1958).

Tabla 2.3 Composición de rocas ígneas en % de masa

	Ultrabásica		Básica			Intermedia			Ácida		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	43,80	43,60	48,40	49,00	50,00	54,60	58,50	57,00	68,90	70,10	71,00
TiO ₂	1,70	0,72	1,80	1,29	1,29	1,50	0,76	0,79	0,50	0,39	0,34
Al ₂ O ₃	6,10	4,72	15,50	16,20	16,50	16,40	16,80	17,50	14,50	14,50	14,30
Fe ₂ O ₃	4,50	4,62	2,80	5,00	4,22	3,30	3,08	3,72	1,70	1,57	1,54
FeO	8,70	8,01	8,10	6,30	6,80	5,22	3,67	3,31	2,20	1,78	1,85
MnO	0,18	0,14	0,17	0,28	0,23	0,15	0,14	0,17	0,07	0,12	0,05
MgO	22,50	24,80	8,60	6,62	6,30	3,80	3,22	3,64	1,10	0,88	0,74
CaO	10,00	12,20	10,70	9,10	9,75	6,50	6,01	6,70	2,60	1,99	1,82
Na ₂ O	0,80	0,73	2,30	3,02	2,78	4,20	3,56	3,62	3,90	3,48	3,62
K ₂ O	0,70	0,38	0,70	1,41	1,24	3,20	2,06	2,01	3,80	4,11	4,02
H ₂ O	0,60	0	0,70	1,58	1,17	0,70	1,26	0,83	0,60	0,84	0,75
P ₂ O ₅	0,30	0,21	0,27	0,44	0,36	0,42	0,26	0,25	0,16	0,19	0,14

La Tabla 2.3 muestra la variabilidad de los elementos mayores (óxidos) de las rocas ígneas, calculadas por diversos autores. Según Vinogradov, 1954 (datos de Nockolds 1, 3, 6, 9 (1954); Vinogradov 2, 5, 8,11 (1955); Daly 4, 7, 10 (1933). (Tomado de Rosler, H., et.al. 1972).

Esta tabla muestra la abundancia de ciertos elementos en las rocas ultramáficas como Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P, así como una abundancia de Si, Na, K y Al en las rocas félsicas.

2.2.3. CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS

2.2.3.1 CLASIFICACIÓN DE GOLDSCHMIDT

Goldschmidt (1923) revisó la información de la distribución de los elementos químicos en los materiales naturales y de aquellos preparados artificialmente; reconoció las asociaciones elementales de acuerdo a la clase de materiales y formuló su concepto de la afinidad de los elementos químicos para las fases fundamentales que comprende la Tierra.

De acuerdo al conocimiento de la estructura extranuclear de los átomos y a la manera en el cual un elemento actúa en un ambiente fisicoquímico determinado, dependerá de su capacidad para formar enlaces más fuertes en lo posible, y de esta manera está relacionado directamente al número de electrones y su configuración alrededor del núcleo atómico. Debido a esto, los elementos químicos en la clasificación basada en la afinidad para las fases fundamentales que componen la Tierra se presentan muy regularmente en grupos o subgrupos, y sus relaciones extranucleares están bien definidas.

Esta clasificación de Goldschmidt es sólo cualitativa y no puede ser usada para explicar muchos de los detalles de la ocurrencia y distribución de los elementos en la corteza terrestre. La validez general de esta clasificación se debe a la similitud en la configuración electrónica de los varios grupos de elementos:

1) Siderófilos son aquellos elementos que tienen afinidad al hierro (Fe) y cuyos electrones exteriores (valencia) bajo ciertas condiciones químicas no están

disponibles para combinarse con otros elementos, porque su estructura electrónica, en su nivel más externo, no está completamente rellena, de tal manera que la carga positiva en el núcleo puede ejercer una fuerte atracción sobre los electrones exteriores. (Tabla 2.4).

Así ellos tienden a ocurrir en el estado nativo, formando enlaces metálicos.

Además se presentan sin combinar debido a su alto potencial de ionización (mayor de 7eV). Estos elementos tienden a concentrarse en el núcleo terrestre (siderosfera), por lo tanto tienen escasa afinidad con el O y S.

Tabla 2.4 Configuración electrónica de los elementos siderófilos

Elementos	Z	K S	L 2s2p	M 3s3p3d	N 4s4p4d4f	O 5s5p5d5f	P 6s6p
Fe	26	2	2 6	2 6 6	2		
Co	27	2	2 6	2 6 7	2		
Ni	28	2	2 6	2 6 8	2		
Ru	44	2	2 6	2 6 10	2 6 7	1	
Rh	45	2	2 6	2 6 10	2 6 8	1	
Pd	46	2	2 6	2 6 10	2 6 9	1	
Os	76	2	2 6	2 6 10	2 6 10 14	2 6 6	2
Ir	77	2	2 6	2 6 10	2 6 10 14	2 6 7	2
Pt	78	2	2 6	2 6 10	2 6 10 14	2 6 9	1
Au	79	2	2 6	2 6 10	2 6 10 14	2 6 10	1

Por ejemplo, en el caso de los elementos siderófilos, Fe-Ni-Co; Ru-Rh-Pd; Re-Os-Ir y Pt tienen orbitales «d» que no están llenados con electrones debajo de su orbital exterior. Así los elementos de cada subgrupo citados tienen propiedades químicas y cristalográficas muy semejantes y los tres subgrupos

tienen notablemente tendencias similares en lo que respecta a las reacciones fisicoquímicas.

2) Calcófilos son aquellos elementos que tienen afinidad con el azufre (S) y cuyos electrones están más disponibles, así tienden a formar iones (Tabla 2.5).

Tabla 2.5 Configuración electrónica de los elementos calcófilos

Elemento	Z	K S	L 2s2p	M 3s3p3d	N 4s4p4d4f	O 5s5p5d5f	P 6s6p
S	16	2	2 6	2 4			
Cu	29	2	2 6	2 6 10	1		
Zn	30	2	2 6	2 6 10	2		
As	33	2	2 6	2 6 10	2 3		
Se	34	2	2 6	2 6 10	2 4		
Ag	47	2	2 6	2 6 10	2 6 10	1	
Cd	48	2	2 6	2 6 10	2 6 10	2	
Sn	50	2	2 6	2 6 10	2 6 10	2 2	
Sb	51	2	2 6	2 6 10	2 6 10	2 3	
Hg	80	2	2 6	2 6 10	2 6 10 14	2 6 10	2
Pb	82	2	2 6	2 6 10	2 6 10 14	2 6 10	2 2

Los electrones de valencia están fuera de una capa de 18 electrones.

Tienen potencial de ionización (7,5-10,5 eV) en promedio más alto que los siderófilos, y su comportamiento es diferente por su capacidad a polarizar el átomo de azufre, lo cual favorece la unión covalente entre ellos. Estos elementos están enriquecidos en el manto terrestre (calcosfera).

De la misma manera, algunos elementos calcófilos pueden agruparse o subagruparse por sus configuraciones electrónicas y sus correspondientes tendencias para formar enlaces polares o covalentes tales como S-Se-Te; Cu-Zn-Cd; As-Sb-Bi; Ag-Hg.

3) Litófilos son aquellos elementos que tienen afinidad al oxígeno (O) y al silicio (Si) y cuyos electrones están más disponibles para formar iones. (Tabla 2.6)

Tienden a formar enlaces iónicos con el oxígeno, como en los numerosos silicatos.

Tabla 2.6: Configuración electrónica de los elementos litófilos

Elementos	Z	K 1s	L 2s2p	M 3s3p3d	N 4s4p4d4f	O 5s5p5d5f	P 6s6p
O	8	2	2 4				
Li	3	2	1				
Na	11	2	2 6	1			
Mg	12	2	2 6	2			
Al	13	2	2 6	2 1			
Si	14	2	2 6	2 2			
K	19	2	2 6	2 6 -	1		
Ca	20	2	2 6	2 6 -	2		
Ba	56	2	2 6	2 6 10	2 6 10 -	2 6	2

En general tienen sus electrones de valencia fuera de una capa de ocho (8) electrones. Tienen bajo potencial de ionización (3,6eV), lo cual les permite entrar fácilmente en combinación. Estos elementos son los mayores componentes de la corteza terrestre (litosfera).

Finalmente se puede considerar varios elementos litófilos que son subagrupados dentro de elementos que tienen sus propias subafinidades tal es el caso para el Li-Na-K-Rb-Cs; Be-Mg-Ca-Sr-Ba; Ti-Zr-Hf-Th; B-Al-Ga y las Tierras Raras, debido a su similar estructura electrónica extranuclear, todos ellos preferentemente forman enlaces iónicos.

Tabla 2.7 Configuración electrónica de elementos atmófilos

Elementos	Z	K s	L 2s2p	M 3s3p3d	N 4s4p4d4f	O 5s5p5d5f	P 6s6p6d6f
He	2	2					
Ne	10	2	2 6				
Ar	18	2	2 6	2 6			
Kr	36	2	2 6	2 6 10	2 6		
Xe	54	2	2 6	2 6 10	2 6 10	2 6 - -	
Rn	86	2	2 6	2 6 10	2 6 10 14	2 6 10 -	2 6

4) **Atmófilos** son los elementos que conforman la atmósfera, principalmente los gases inertes o nobles afines al aire que se presentan en estado libre (no combinado) debido a que su capa más externa está rellena con 8 electrones, además involucra a otros elementos como O, N, H, etc.(Tabla 2.7)

5) **Biófilos** literalmente son los elementos afines a la vida, los cuales están concentrados en los organismos vivos (Biosfera).

Cabe anotar que algunos de los elementos parecen pertenecer a más de un grupo y Goldschmidt sugirió que esta propiedad podría depender de la abundancia de Fe, S, O. Por ejemplo, cuando está disponible un exceso de Fe como en los meteoritos, el Ni y Co son siderófilos (fase hierro), mientras el Cr es calcófilo y va a la fase sulfuro. En la corteza, el hierro no es tan abundante en relación con el Al, O y S; en este caso, el Ni y Co son calcófilos y se combinan con el azufre, mientras que el Cr es litófilo y se combina con el oxígeno. El manganeso es tanto litófilo como calcófilo.

Esta tendencia para formar grupos de dos o tres elementos químicos (o más) es un factor de suma importancia en la prospección geoquímica y la geología económica.

2.2.3.2 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA GENERAL

Los elementos están comúnmente divididos en elementos mayores, menores y traza.

a) ELEMENTOS MAYORES son considerados ser los elementos estructurales de los minerales mayores, típicamente con concentraciones mayores de 1.0%.

b) ELEMENTOS MENORES son los elementos estructurales en importantes minerales menores y/o elementos que sustituye en un alto grado en los minerales mayores (con concentraciones típicamente en el rango de 0.1% a 1.0%.

c) ELEMENTOS TRAZA son aquellos con muy bajas concentraciones sustituyen dentro de los constituyentes mayores en menor grado (típicamente <0.1%) y como constituyentes mayores en la fase traza.

Un refinamiento de este esquema, particularmente usado en modelos geoquímicos considerando la petrogénesis de las rocas ígneas. En este esquema, los elementos traza son aquellos con concentraciones bastante

bajas, así que no hay obligación estequiométrica (medición de los componentes elementales) en las abundancias de los minerales o líquidos magmáticos.

La relación actividad/concentración de tales elementos siguen la ley de Henry para todas las fases coexistentes. Así, las concentraciones son bastante bajas en todas las fases de tal manera que la concentración cambia en el sistema total pero no afecta la estabilidad de ninguna fase. Los Constituyentes Estructurales Esenciales (CEE), en contraposición, son elementos que rellenan un lugar en un mineral dentro del sistema, tal que la fase no existiría sin suficiente cantidad de CEE y con el relacionamiento actividad/concentración éste sigue la regla de Raoult. En tales casos (y como crítica a la clasificación de elementos mayores, menores y traza), los CEE tendrían una abundancia de relleno a través de la evolución de cualquier magma que está en equilibrio con el mineral.

Las composiciones de fusión cambiarían sólo en el grado que el coeficiente de partición de mineral/fusión de los CEE sean afectadas por el cambio en la composición de fusión, como en la temperatura y presión. En resumen, los elementos mayores normales, ejemplos de CEE que son comúnmente considerados trazas o elementos menores podrían ser el Zr en un sistema que contenga circón o el P en un sistema conteniendo apatito. Los elementos intermedios son aquellos que yacen entre los elementos trazas y los miembros finales de los CEE y pueden comportarse en una manera ideal o no ideal. Aunque tales elementos no son requeridos por una fase existente, ellos están en abundancias bastante alta, tal que los cambios de concentración no afectaría la estabilidad de alguna fase. Por ejemplo, el Na y Ca pueden existir en la solución sólida albita-anortita dentro de una fusión félsica.

2.2.3.3 CLASIFICACIÓN TAMAÑO/CARGA

Esta clasificación ha sido desarrollada para clasificar a los elementos en base de su tamaño (radio iónico) y la carga nominal en los minerales comunes. Sobre la base del volumen del coeficiente de partición (D) en los sistemas

magmáticos, los elementos pueden ser divididos en **Compatibles ($D > 1$)** e **incompatibles ($D < 1$)**. Los coeficientes de partición están controlados, entre otras cosas, por la temperatura, fugacidad del oxígeno y la composición y por lo tanto, la clasificación precisa de muchos elementos dependería del sistema ígneo bajo consideración.

ELEMENTOS COMPATIBLES RESPECTO AL MANTO.- Son aquellos que tanto por su radio iónico como por su carga pueden entrar fácilmente a formar parte de las fases cristalinas del manto (olivino y piroxeno fundamentalmente). Ejemplos de elementos compatibles son los metales de transición: Ni, Co, Sr, V, Cr, etc., con coeficientes de reparto sólido/líquido > 1 . (Fernández, S. et al 1991)

ELEMENTOS INCOMPATIBLES.- Son aquellos elementos que por radio o carga elevadas no constituyen minerales y se concentran en las fases residuales, además de tener un coeficiente de reparto > 1 .

Los elementos incompatibles están divididos para el caso general de la fusión del manto para formar rocas corticales típicas:

A Elementos altamente cargado o grandes, aquellos con potencial de ionización casi debajo de 4 son llamados *elementos litófilos de ion grande* (**LILE**- Large Ion Lithophile Elements), y

b) Elementos con potenciales de ionización encima de 4 son llamados *elementos de grandes valencias* (**HFSE**- High Field Strength Elements).

2.2.3.4 OTRAS CLASIFICACIONES

Es común también adoptar terminología química estándar en la discusión de la distribución de los elementos en las rocas y minerales. Así tenemos, los *álcalis* (grupo IA, excluyendo al H), *alcalinos térreos* (grupo IIA), *elementos de transición* (grupos de IB al VIIIB), *elementos lantánidos o tierras raras* (y lantánidos, grupo IIIB), *halógenos* (grupo VIIA) y *gases nobles* (grupo VIIIA),

términos que son frecuentemente usados. Una notable excepción es que en Geoquímica, el término elementos tierras raras usualmente se refiere La y Ce-Lu, mientras en la terminología química convencional, elementos tierras raras incluye Sc, Y, La y los lantánidos, Ce-Lu.

2.2.4 GEOQUÍMICA MAGMÁTICA

2.2.4.1 CLASIFICACIÓN DE ROCAS ÍGNEAS Y SU PETROGÉNESIS

Con el estudio microscópico, una roca queda definida de una manera incompleta, debido a que casi todos los minerales admiten considerables sustituciones en su estructura, por tanto, podemos encontrar rocas con igual composición mineralógica y con muy distinta composición química. Una roca definida por su composición mineralógica o por su análisis químico, está parcialmente definida y conviene tener los dos datos. El análisis químico es un complemento necesario de la investigación petrológica.

Asimismo los análisis químicos de elementos menores y tierras raras ligeras y pesadas conllevan a determinar la génesis de las rocas, es decir su petrogénesis, al ser estos elementos incompatibles, tienden a concentrarse en la fase fundida que resulte de la fusión del magma y también tienden a permanecer en la fase fundida durante la cristalización fraccionada de un magma.

Las múltiples características y particularidades de las rocas son la causa de la gran diversidad de clasificaciones existentes. Una clasificación natural tendría que atender al origen, naturaleza geológica, composición mineralógica y química, estructura y textura. La imposibilidad de atender todos estos aspectos origina diferencias entre las clasificaciones.

Algunas clasificaciones están basadas en el contenido mineral, otras ponen énfasis a la forma de ocurrencia en el campo. La mayoría de esos esquemas tienen méritos, pero ninguna puede combinar plenamente las ventajas de todos.

Las clasificaciones mineralógicas no son prácticas, sobre todo en las rocas volcánicas que contienen pequeños granos de mineral y materia vítrea; en este caso, un análisis químico de roca total puede utilizarse para calcular una composición mineral teórica basado en un grupo estándar de minerales. Es obvio que un análisis químico de rocas no tomará en cuenta las particularidades de textura y el contenido de minerales. En otras palabras, el análisis químico deja fuera de consideración las condiciones geológicas de cristalización magmática, pues varios magmas de composición idéntica pueden dar origen, en diferentes condiciones de cristalización, a rocas de textura y contenido mineral enteramente distintos.

2.2.4.2 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS MAGMAS

El análisis de las rocas profundas permiten dar una idea de la composición química del magma con excepción de los componentes volátiles. La composición media da los siguientes valores (Hoyos, A, 1947) (Tabla 2.8).

Tabla 2.8: COMPOSICION MEDIA DE LOS MAGMAS					
SiO₂	61%	MnO	0.1	K₂O	2,8
Al₂O₃	15	MgO	3,4	H₂O	1,6
Fe₂O₃	2,8	CaO	5,0	TiO₂	0,8
Feo	3,4	Na₂O	3,4	P₂O₅	0,3

La existencia de mucho oxígeno hace que los elementos formen óxidos. La cantidad que existe de éstos, condiciona la variación de los magmas. Expresada en tanto por ciento del análisis total, esta variación alcanza los siguientes valores para los distintos óxidos (Tabla 2.9).

Tabla 2.9 : Valores de los Óxidos			
Óxidos	Límite Óxidos	Rangos	Observaciones
SiO ₂	30-80	40-76	
Al ₂ O ₃	0-30	9 - 23	A menudo > 16, muy raro >26
Fe ₂ O ₃	0-14	0-10	Raramente 6, muy raro >10
FeO	0-20	0-11	Raramente 5 muy raro >12
MgO	0-47	0-13	Alrededor de 0-7, muy raro >30
CaO	0-22	0-15	Frecuentemente 0-8
Na ₂ O	0-18	0-10	Casi siempre 2-6
K ₂ O	0-14	0-9	Casi siempre 0-5, raramente >5

Los diferentes óxidos suelen intervenir preferentemente en la formación de disitintos minerales, así tenemos:

SiO₂.- se encuentra en los silicatos, en los magmas ácidos se encuentra en exceso y se separa cuarzo libre. Entre los silicatos los que contienen apreciable cantidad de SiO₂ son los feldespatos alcalinos. Cuando no existe suficiente cantidad de SiO₂ para formar éstos y el contenido de alcalis es bastante grande se forma analcima y los minerales raros cancrinita y mellita que contienen calcio. Si la cantidad de SiO₂ no es suficiente para formar augita y hornblenda, se forma olivino.

Al₂O₃.- Se encuentra en los aluminosilicatos (feldespato, feldespatoideos, micas). También la hornblenda y la augita pueden tener en ocasiones cantidades determinadas de Al₂O₃.

Fe₂O₃ y FeO.- El hierro está contenido en primer lugar en los constituyentes accesorios magnetita, hematites, ilmenita, pirita, pirrotita, las menas metálicas. También se encuentra en los melanocratos, olivinos, augita, hornblenda, biotita y algo en el granate.

MgO.- En el olivino, biotita, augita, hornblenda. También en las espinelas.

CaO.- Unido al aluminio en las plagioclasas básicas. Además es constituyente principal de la augita ordinaria y de la diálaga. Menos frecuente en la hornblenda y falta en la biotita.

Na₂O.- En los feldespatos y en las plagioclasas ácidas. Además en los feldespatoideos sobre todo nefelina y analcima. También lo contienen muchas augitas y hornblendas.

K₂O.- En los feldespatos potásicos (ortosa, sanidina, microclina). En los feldespatos alcalinos y para pequeña cantidad de SiO₂ en la leucita o al lado de Na₂O en la nefelina. También en la muscovita y biotita tienen potasio.

H₂O.- Muchas hornblendas contiene (OH); además biotita y muscovita, también contiene H₂O la analcima.

2.2.4.3 PROCESOS QUE ORIGINAN LAS ROCAS ÍGNEAS

Los principales procesos por los que se generan las rocas ígneas son la: fusión parcial, la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas y la asimilación (Fig.2.2).

FUSIÓN PARCIAL

Es el proceso por el cual se genera un líquido a partir de un sólido preexistente, con la intervención de todas o sólo algunas de las fases que la constituyen. Existen cuatro mecanismos mediante los cuales pueden generarse líquidos (magmas) homogéneos: fusión en equilibrio, fusión fraccionada, fusión por zonas y fusión en desequilibrio.

Durante los estadios iniciales de la fusión, el líquido se forma en los espacios intergranulares de la roca madre, si el proceso tiene lugar en condiciones de equilibrio, el magma permanece donde se está formando hasta que la fracción

fundida alcanza un valor mínimo, que se supone del 7% en que puede comenzar la segregación del residuo refractario.

El contraste de densidades entre el líquido silicatado y el de los cristales, es el factor que controla la segregación. El líquido originado a lo largo del proceso, puede ser segregado del sólido residual en dos formas diferentes: de una sola vez (fusión en equilibrio) o continuamente, al mismo tiempo que se va produciendo (fusión fraccionada).

Mientras que la fusión tenga lugar en condiciones eutécticas (es decir, isotérmicamente), la composición del líquido segregado será la misma en lo que concierne a los elementos mayores, cualquiera que sea la forma que tenga lugar su extracción. Por el contrario, la composición de los líquidos segregados será diferente, según se trate de fusión en equilibrio o de fusión fraccionada.

De lo que acaba de ser expuesto, puede extraerse las siguientes conclusiones sobre la fusión parcial:

- 1) que la composición del líquido inicial es idéntica en lo que concierne a los elementos mayores cualquiera sea la proporción en la que se encuentren las fases en el material originario, e independiente de que la fusión sea en equilibrio o fraccionada;
- 2) que la abundancia en elementos traza de los líquidos producidos, está controlada por el tipo de fusión y por las fases presentes en el material originario, y
- 3) que la fusión fraccionada puede producir magmas de diferente composición a partir de un mismo material original.

Como es sabido, el manto superior y la corteza son las zonas donde se generan los magmas, éstas se encuentran al estado sólido, esto quiere decir, para que se produzca la fusión en estas zonas tiene que producirse previamente algún tipo de perturbación. Se acepta generalmente que las causas que pueden provocar la fusión son:

- 1) la perturbación del gradiente geotérmico,
- 2) el descenso del sólidos y el líquidus por la adición de volátiles, y
- 3) el ascenso diapírico de porciones del manto en condiciones adiabáticas.

La última causa es la que probablemente da lugar a la generación de los más importantes volúmenes de magmas, ya que se supone que es la responsable del magmatismo de las dorsales meso oceánica, asimismo de la generación de magmas al interior de las placas y en las áreas tras arco. Por el contrario, en los arcos de islas y en los bordes continentales tipo andino, el magmatismo se produce por descenso del sólidos en la cuña de manto situada por encima del plano de Benioff, al penetrar en ella fluidos que proceden de la deshidratación de la corteza oceánica que subduce.

CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

Una vez producida la segregación, comienza el ascenso de los magmas hacia las zonas superficiales. En los primeros estadios del ascenso, el movimiento del magma tiene lugar en condiciones adiabáticas, por lo que no es probable que comience la cristalización. Al entrar en la corteza, la menor densidad de las rocas de ésta, provoca el que se paralice el ascenso y el que se origine la cámara magmática. Dentro de la cámara, el magma evoluciona en condiciones isobáricas, ya que pierde calor por las paredes de aquella, cuando la temperatura desciende por debajo de la del líquidus comienza la cristalización.

La observación petrográfica y los sistemas experimentales indican que la cristalización de un magma no tiene lugar en forma simultánea, en general, la aparición de una fase es seguida por otra, al continuar el enfriamiento se añade una tercera, al llegar a una temperatura determinada y así sucesivamente. Puesto que el fundido y los cristales que precipitan no tienen la misma composición, el quimismo del líquido residual se modifica durante la cristalización.

Se sabe desde los experimentos de Bowen (1928) que la cristalización puede ser de dos tipos:

a) Cristalización en equilibrio, los minerales que precipitan reaccionan con el líquido y se reequilibran con él, por lo que la roca resultante tendrá la misma composición que el fundido original. Esto es, si el magma es de composición basáltica, dará lugar a un basalto, una dolerita, un gabro o una eclogita, según la profundidad a la que tenga lugar la cristalización,

b) Cristalización fraccionada, los minerales y el líquido residual se separan por lo que éste se empobrece en los elementos constituyentes de los minerales que se han formado y se enriquece en aquellos otros que no han entrado en dichos minerales y en consecuencia las diversas rocas que se originan tendrán una composición más o menos alejada de la del magma original.

La secuencia de cristalización dependerá de la composición del fundido y de las condiciones físicas bajo las que aquella tiene lugar. A partir de un magma básico, olivino, plagioclasa cálcica y piroxenos son los primeros que cristalizan, si la presión del oxígeno es elevada tiene lugar la cristalización temprana de la magnetita, generando líquidos residuales pobres MgO , CaO y FeO y enriquecidos en SiO_2 y álcalis y si la presión del oxígeno no es alta, la magnetita no se cristaliza, los líquidos resultantes están empobrecidos en MgO , CaO y enriquecidos en FeO , SiO_2 , Na_2O , K_2O . La primera secuencia es la que se observa en las rocas de la serie calco-alcalina, y la segunda es típica de las rocas toleíticas.

En lo que respecta a la cristalización de la hornblenda, se ha llegado a suponer que las andesitas calco-alcalinas derivan de magmas basálticos hidratados por el fraccionamiento del anfíbol. La formación de la biotita y cuarzo tiene lugar a partir de líquidos diferenciados suficientemente ricos en sílice, álcalis y constituyentes volátiles como el H_2O . En general, la biotita está siempre presente en los términos más evolucionados de la serie calco-alcalina y en algunas de la serie basáltica, pero está ausente en las rocas equivalentes de la

serie toleíticas debido a que la abundancia de volátiles específicamente del H_2O no es suficientemente alta para que aparezca esta fase.

La separación de los cristales y líquido residual pueden realizarse por los siguientes mecanismos: separación gravitatoria, flotación, filtrado por presión, y fraccionamiento convectivo. De todos ellos la separación gravitatoria es la más ampliamente aceptada, en esencia, la separación gravitatoria produce el hundimiento de los cristales como consecuencia de su mayor densidad.

PROCESOS DE MEZCLA

Aunque la mayor parte de los petrólogos acepta que la cristalización fraccionada es el mecanismo de diferenciación más importante, algunas rocas ígneas presentan unos caracteres geoquímicos que sólo se pueden explicar recurriendo a procesos de mezcla, por ejemplo, la correlación positiva entre las relaciones isotópicas del oxígeno y del estroncio (Fig.2.2)

Los fenómenos de mezcla son más complejos que los procesos magmáticos anteriormente descritos, puesto que bajo esta denominación se incluyen mecanismos como mezcla de magmas, la contaminación del material originario anterior o simultáneamente a la fusión, la asimilación y el intercambio isotópico magma-roca encajante sin asimilación.

Para una serie de rocas espacial y temporalmente asociadas puede resultar difícil evaluar el proceso de mezcla por el cual se ha generado la misma ya que algunos de ellos como por ejemplo, la asimilación de una roca y la mezcla con un líquido de la misma composición puede producir los mismos efectos en el magma que sufre la contaminación y ser por consiguiente indiferenciados desde el punto de vista geoquímico. Además otros mecanismos de diferenciación pueden asimismo jugar un papel más o menos importantes, lo que contribuye a oscurecer o incluso a destruir los caracteres geoquímicos del proceso de mezcla simple.

La mezcla de magmas consiste en la combinación de dos o más magmas coetáneos de composición más o menos contrastada, el magma resultante de esta combinación, debe tener una cierta homogeneidad y su composición ser intermedia entre la de los fundidos iniciales. Puesto que, en general, los magmas no están sobrecalentados, un pequeño descenso de la temperatura provoca en ellos la cristalización de una o más fases minerales, por esta razón, la mezcla se realiza raramente entre líquidos exentos de cristales, por lo que el nuevo magma generado está integrado de una fase gaseosa y otra líquida más tantas fases sólidas como minerales aporten cada uno de ellos. Los minerales aportados pueden estar o no en equilibrio con el nuevo líquido. En el primer caso, si están en equilibrio no se produce ninguna reacción entre ambos ya que el líquido está saturado de ellos y los cristales incorporados se añaden a los que se generen a partir del nuevo magma. Si al contrario están en desequilibrio, se produce una interacción entre los cristales y el líquido, y aquellos se disuelven o muestran signos de reacción.

La contaminación del material originario (o hibridación) se produce cuando fundidos de procedencia cortical, o mezcla de líquidos derivados de materiales corticales y subcorticales, invaden el manto. Este proceso se desarrolla fundamentalmente en los arcos-islas y en los bordes continentales activos, en los que la corteza oceánica y los sedimentos oceánicos y continentales depositados sobre ella, son introducidos primero y después parcialmente fundidos por subducción.

ASIMILACIÓN

La asimilación es la incorporación y digestión de un material preexistente por un magma, inicialmente para los petrólogos este proceso fue ampliamente aceptado, llegándose a interpretar muchas rocas ígneas como el resultado de la asimilación de material de la corteza por magmas primarios. Sin embargo, esta interpretación fue progresivamente abandonada, debido sobre todo a la amplia diferencia existente entre la capacidad calorífica (0,2-0,3 cal/g) y el calor latente de fusión (80-110 cal/g) de los silicatos (Fig.2.2).

Obviamente, la asimilación requiere una energía térmica suficiente para en primer lugar elevar la temperatura de la roca englobada hasta que puedan comenzar a desarrollarse los procesos de reacción o fusión y después para suministrar el calor latente de fusión necesario. Puesto que esta fuente de energía solamente puede suministrarla el propio magma, hay que pensar que éstos deben estar sobrecalentados o bien que la energía procede del calor latente de cristalización, como no hay evidencia que induzca a pensar que los magmas se encuentran sobrecalentados, el segundo factor-calor latente de cristalización- considerado debe ser el responsable del proceso. Si el material asimilado son fases minerales individualizadas, su interacción con el líquido magmático es similar a la descrita al tratar la mezcla de magmas.

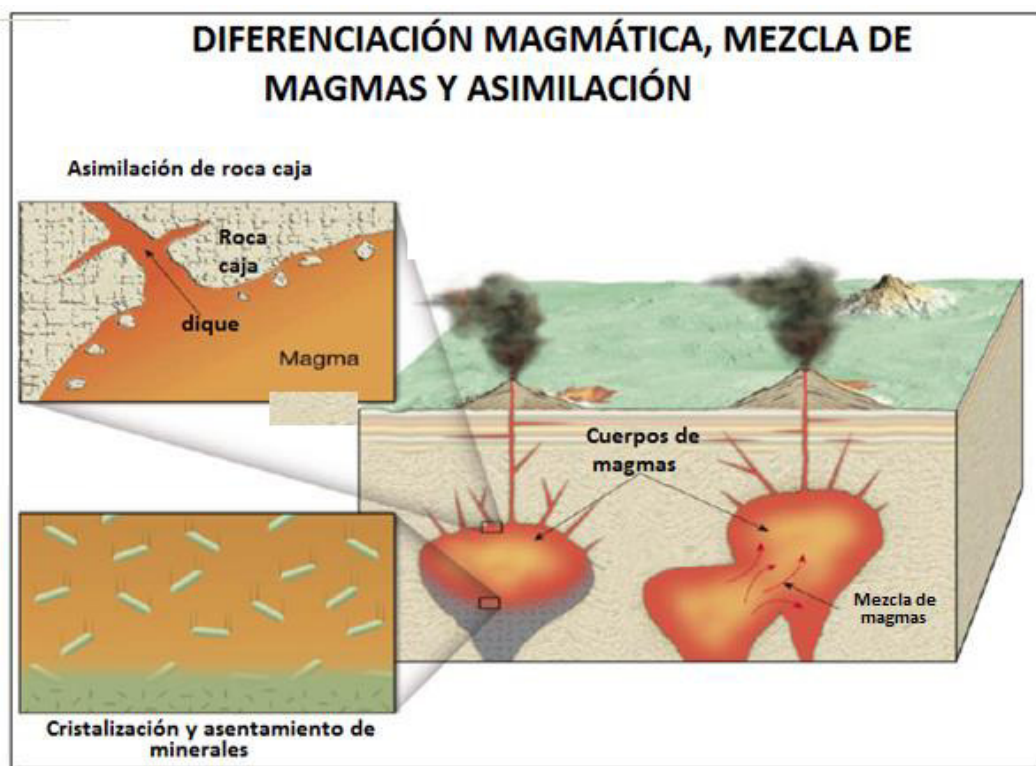


Fig.2.2: Generación de procesos magmáticos (según Copyright@ Pearce Prentice Hall Inc. 2005)

Por el contrario, si el material incorporado son rocas, el efecto sobre el magma que las engloba va a ser distinto según la composición de aquellas. Así, la asimilación de rocas carbonatadas por un magma basáltico produce un incremento en la precipitación de augita y anortita y un empobrecimiento en el magma de otros componentes de estos minerales no contenidos en los xenolitos como SiO_2 , MgO , FeO y Al_2O_3 . Por el contrario, la incorporación de sedimentos aluminicos origina un aumento en el contenido de anortita e hiperstena en los productos finales de la cristalización.

De acuerdo con lo que se ha expuesto, la asimilación no afecta drásticamente el contenido de los elementos mayores del magma huésped salvo si el material es de naturaleza calcárea. Sin embargo, la abundancia en elementos traza y sobre todo las composiciones isotópicas de los productos resultantes pueden variar muy intensamente

2.2.5 CONTEXTO GEOTECTÓNICO

Una de las contribuciones más importantes de la Teoría de la Tectónica de Placas a la Geología actual ha sido proporcionar un marco unitario de interpretación para el conjunto de las rocas ígneas, viene a ser la contribución relativa de cada ambiente geológico al magmatismo terrestre.

La primera observación a realizar es que casi dos tercios de los magmas producidos jamás alcanzan la superficie, sino que vuelven a convertirse en rocas en el interior de la Tierra. La segunda es que más del 80% del magmatismo se produce en las márgenes constructivas de placas, o sea casi siempre en la profundidad de las cuencas oceánicas.

2.2.5.1 AMBIENTES GEOTECTÓNICOS DE GENERACIÓN DE MAGMAS

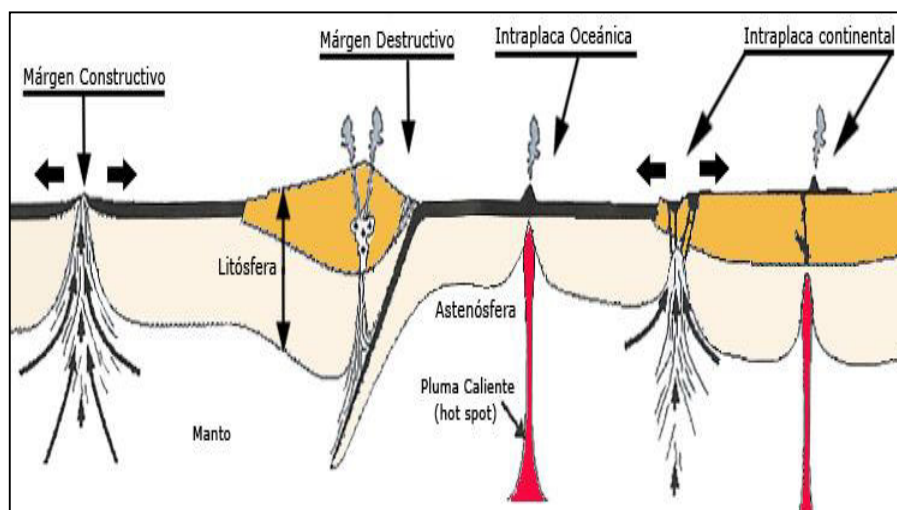


Fig.2.3: Ambientes de generación de magmas (Según Winter, 2005)

Aunque existen muchas interrogantes por resolver, es indudable que la mayor parte de las cuestiones referentes a la génesis de rocas ígneas pueden ser explicadas de modo adecuado en el marco de la Tectónica Global. En los siguientes puntos veremos la naturaleza de los procesos magmáticos en relación con el ambiente tectónico en que se desarrollan (Fig.2.3):

Magmatismo en bordes de placa convergentes o márgenes de placas destructivas

Los bordes de placa convergentes son las zonas de subducción de placas, donde tiene lugar la destrucción de la litosfera y, según el estado de evolución tectónica de la zona, diferenciamos *zonas de arco insular* y *márgenes continentales activos* (orógenos peri-continentales). (Fig.2.4)

La fricción que se produce en el movimiento de la litosfera a lo largo del plano de Benioff genera una gran cantidad de calor que puede dar lugar a la generación de magmas. Además, cuando la placa en subducción alcanza profundidades superiores a los 100 km, la temperatura alcanzada puede producir la fusión parcial de la corteza oceánica subducente. Tenemos por tanto

dos procesos generadores de magmas primarios: a partir de materiales peridotíticos del manto y a partir de la corteza oceánica subducente. Se ha propuesto un modelo para la generación de estos magmas basado en el estudio de los arcos insulares, que explica de diferente modo la generación de estos dos tipos de magmas primarios:

a) A una profundidad de 80 km, el aumento de T y P provoca la deshidratación de los minerales hidratados de la parte superior de la placa. El agua originada escapa hacia el manto favoreciendo el ascenso diapírico de masas peridotíticas hidratadas, por su menor viscosidad; estas masas de peridotita pueden fundirse durante el ascenso, originando basaltos de naturaleza toleítica (enriquecidos en Fe). La posterior diferenciación también puede dar lugar rocas progresivamente más ácidas.

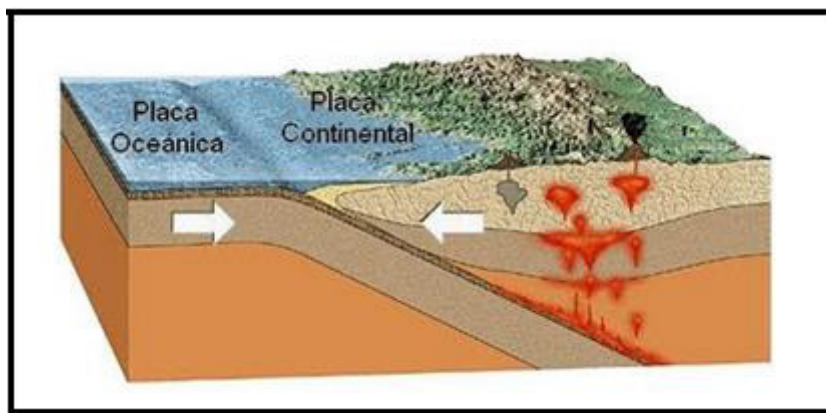


Fig. 2.4. Magmatismo de placas convergentes o zonas de Subducción de placas.

b) A partir de 100 km de profundidad la fusión de la corteza oceánica subducente originaría magmas de naturaleza menos básica que su entorno, que irán reaccionando con los componentes del manto, transformando a las peridotitas en piroxenitas, más ligeras que las rocas de su entorno, las cuales tenderían a ascender diapíricamente. Durante este ascenso podría ocurrir la fusión de las rocas piroxeníticas, originando magmas de naturaleza calcoalcalina

Magmatismo en bordes de placa divergentes o márgenes de placas constructivas.

En los bordes de tipo divergente (y sobre todo en las *dorsales*) tiene lugar más del 80% del magmatismo total del planeta. Las *dorsales oceánicas* representan las zonas donde se produce el ascenso de los magmas originados por la fusión parcial del manto peridotítico subyacente. La solidificación del material arrojado se va agregando a los bordes de placa y se va generando nueva litosfera oceánica. Las rocas de las dorsales y de los fondos oceánicos son sistemáticamente basaltos toleítico-olivínicos, tipo MORB - Mid Oceanic Ridge Basalts. (Fig. 2.5)

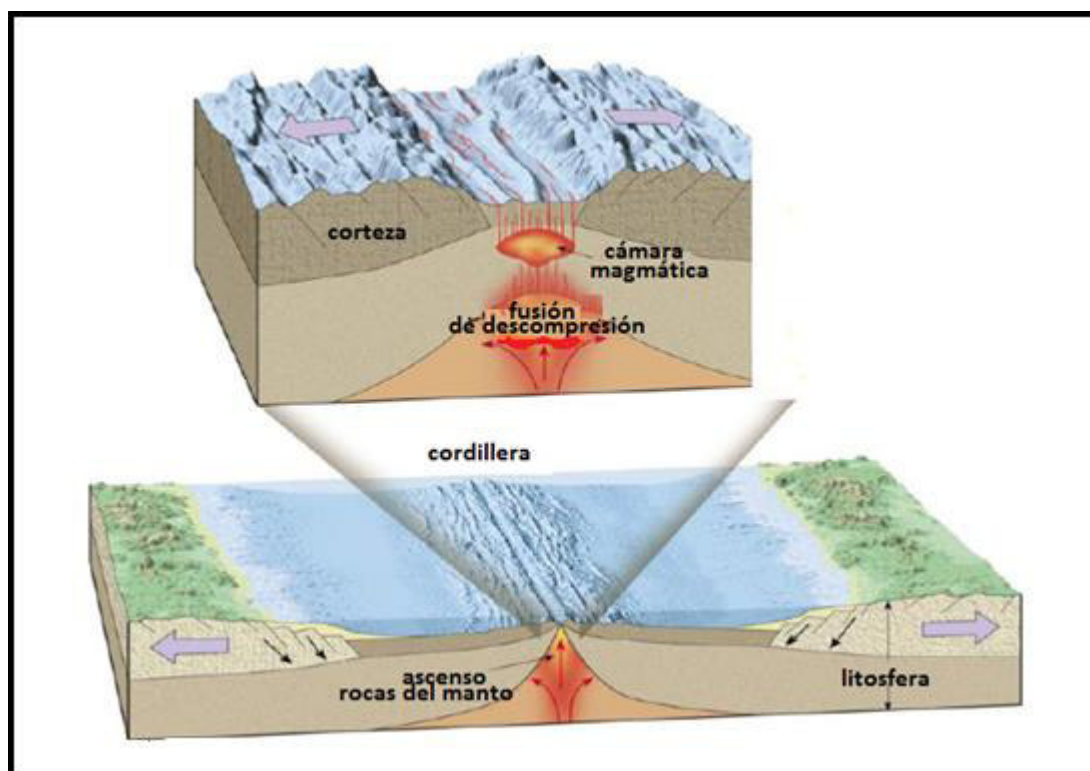


Fig. 2.5. Magmatismo de placas divergentes o márgenes constructivos (según copyright@ Pearce Prentice Hall Inc. 2005)

El magmatismo en las dorsales se produce por el ascenso convectivo de material peridotítico del manto desde zonas de elevadas presiones y temperaturas hacia otras de menor presión. La disminución de la presión

favorecerá la fusión, formándose los magmas primarios que extruirán a favor de la intensa fracturación superficial que caracteriza al límite divergente de placas. Parte de estos magmas puede consolidarse en condiciones intrusivas, en el interior de cámaras magmáticas, formando rocas plutónicas básicas y ultrabásicas (gabros, anortositas, diabasa, peridotitas).

Magmatismo en bordes de placa transformantes.

En estas zonas, los movimientos de las fallas transformantes favorecen, en ocasiones, la extrusión de magmas de tipo basáltico, aunque el magmatismo es muy escaso y las cámaras magmáticas se sitúan a mayor profundidad que en las dorsales (30 km). (Fig.2.6).

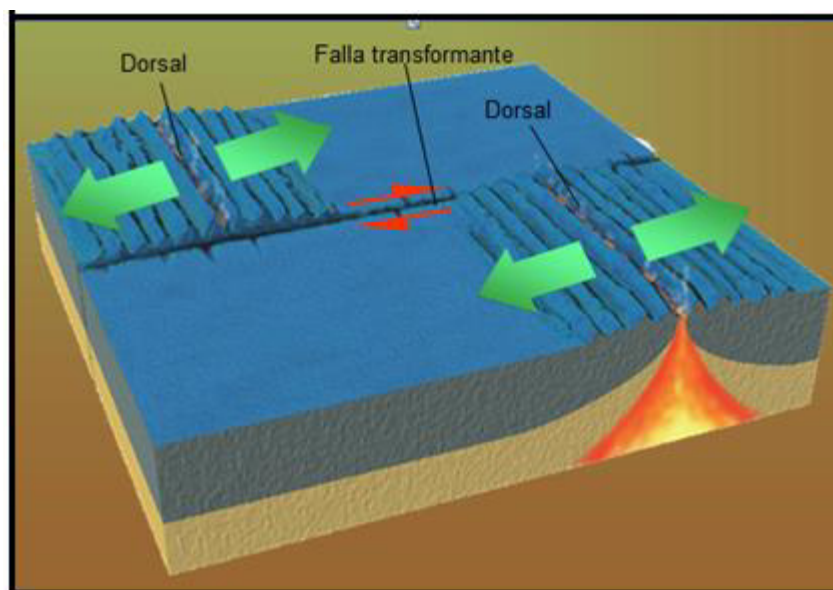


Fig.2.6: Magmatismo en bordes de placas transformantes.

Magmatismo en zonas de intraplaca Oceánica y Continental

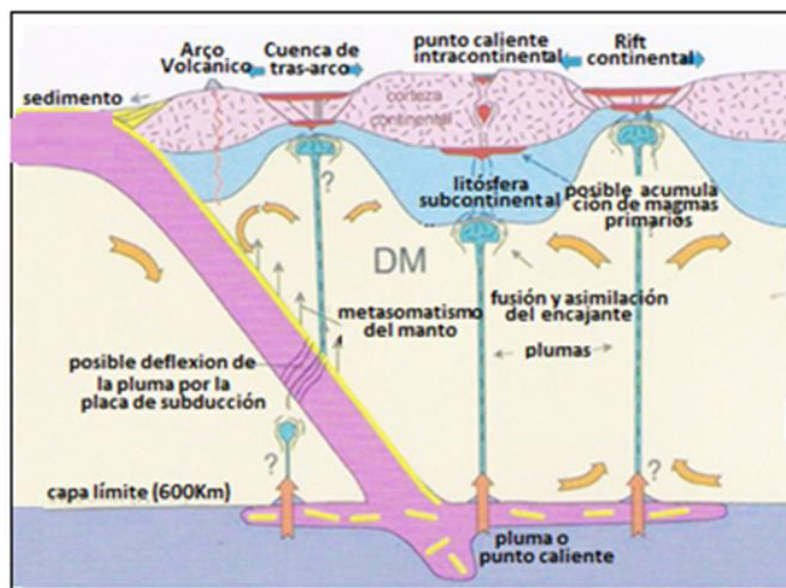


Fig.2.7: Magmatismo en intraplaca continental y sus diferentes ambientes de emplazamiento del magmatismo (modificado de Winter, 2001).

Las zonas de intraplaca constituyen un vasto dominio, que contrasta marcadamente con la linealidad de las zonas de límite entre placas. Los procesos magmáticos que en ellas se desarrollan son muy escasos y extremadamente heterogéneos (Fig.2.7)

La principal hipótesis térmica sobre los procesos magmáticos en el interior de las placas es la del punto caliente. Un **punto caliente** (*hot spot o mantle plumes*) es una región del manto inferior, en las proximidades del núcleo, que tiene una temperatura mayor que su entorno; este punto caliente sería la fuente del ascenso convectivo de material (*pluma convectiva*). Cuando ésta llega relativamente cerca de la superficie tiene lugar una fusión parcial del material, fusión que genera magmas primarios de naturaleza toleítica o de naturaleza alcalina.

Estos accidentes responden a la existencia de un punto caliente bajo la litosfera oceánica. La existencia de un punto caliente en profundidad y el magmatismo que a él va asociado puede tener diferentes expresiones superficiales:

- Regueros de islas volcánicas: por el movimiento de la placa mientras el punto caliente permanece en la misma posición, un ejemplo es el archipiélago de Hawái.

- Otras formaciones de origen magmático que resaltan sobre el fondo oceánico son las dorsales asísmicas, los guyots y las mesetas oceánicas.

En las zonas continentales es mucho más difícil que la existencia de un punto caliente subyacente se manifieste superficialmente en procesos ígneos, debido al espesor de la litosfera continental; si ésta no es excesivamente gruesa y la anomalía térmica es importante, pueden registrarse fenómenos volcánicos importantes (Yellowstone, kimberlitas de África Occidental). Si la placa está esencialmente inmóvil, el punto caliente puede ocasionar la fusión de la corteza continental, dando lugar a plutones graníticos (**granitos Anorogénicos**).

Si bien la mayor parte de los volúmenes de magma generados en nuestro planeta se emplazan a favor de zonas de convergencia o de divergencia de placas, existe un elevado número de puntos activos y de unidades de origen ígneo preservadas en el registro geológico que se sitúan fuera de las zonas de contacto entre placas, esto es, en el interior de las mismas. Las rocas emitidas en estos contextos, responden composicionalmente a dos grandes grupos:

- Basaltos intraplaca oceánica u “Oceanic Island Basalts” (OIB). “Oceanic Island Toleitas”- OIT y basaltos alcalinos OIA

- Basaltos intraplaca continental o “Continental Flood Basalts” (CFB).

Los puntos activos correspondientes a cada uno de estos tipos suelen tener una elevada longevidad a escala geológica de tiempo, esto es, permanecen activos durante varios millones de años, lo que da origen a unidades volcánicas considerablemente potentes (trapps basálticos) o bien a alineaciones de

edificios volcánicos (muy comunes en el caso del magmatismo intraplaca oceánica).

Al igual que ocurre en el magmatismo relacionado con los procesos de “rifting” activo, relacionados también con el desarrollo de “plumas mantélicas”, los materiales emitidos son principalmente basaltos toleíticos (OIT) y alcalinos (OIA)

Los OIT son muy similares a los basaltos de dorsal oceánica desde el punto de vista composicional, y de hecho se solapan en parte con las composiciones de tipo MORB, existiendo diferencias respecto a los basaltos alcalinos. Desde el punto de vista de la petrología, los CFB son basaltos toleíticos similares a los MORB y OIT, aunque generalmente muestran signos de una cierta diferenciación.

Tabla 2.10: CARACTERÍSTICAS DE LOS AMBIENTES GEOTECTÓNICOS

TIPO DE MARGEN	DIVERGENTE	CONVERGENTE	TRANSFORMANTE
MOVIMIENTO	Extensión	Subducción	Desplazamiento lateral
EFFECTO	Constructivo (se crea litosfera)	Destruutivo (se destruye litosfera)	Conservativo (ni se destruye ni crea litosfera)
TOPOGRAFÍA	Dorsal/Rift	Fosa y/o Cordilleras de plegamiento	Poco destacable
VULCANISMO	Si (basaltos)	Si (andesitas)	No
SISMICIDAD	Si (de foco somero)	Si (de foco somero intermedio y profundo)	Si (de foco somero)

Desde el punto de vista de la geoquímica de elementos mayores, su composición es muy similar a la de los basaltos de tipo MORB, pero sin embargo, su composición en elementos traza es ligeramente diferente y se aproxima más a la de los basaltos de tipo OIB. Estas diferencias son también observables cuando se consideran las composiciones isotópicas de Nd y Sr de

estas rocas. En líneas generales los ambientes geotectónicos presentan características particulares (Tabla 2.10).

2.2.5.2 NATURALEZA GEOQUÍMICA DE LOS MAGMAS

Los magmas por su naturaleza geoquímica se presenta en tres formas: alcalinos, calcoalcalinos y toleíticos y se emplazan en los diferentes ambientes geotectónicos, predominando los magmas toleíticos en las dorsales meso oceánicas, en los rift continentales, arcos puntuales y margen continental pasivo y activo arcos volcánicos y en las plumas calientes intra placa oceánica, intra placa continental se presentan los magmas alcalinos y los magmas calcoalcalinos en los arcos insulares y placa continental activa (Fig.2.8).

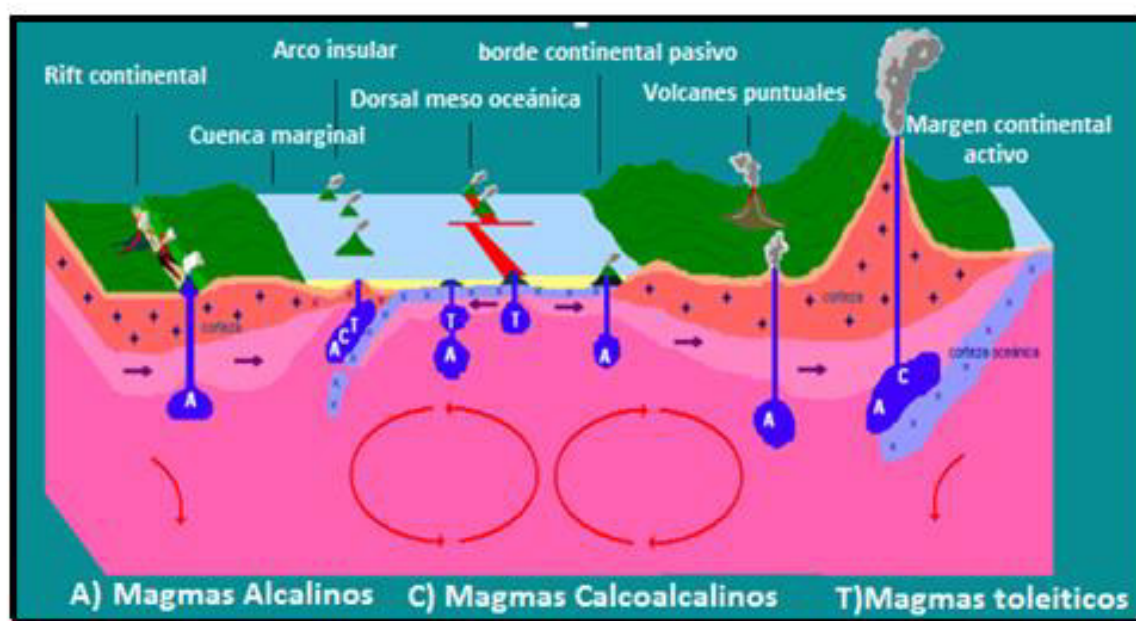


Fig. 2.8: La naturaleza geoquímica y los ambientes geotectónicos.

2.2.5.3 ASOCIACIÓN PETROTECTÓNICA Y AMBIENTES TECTÓNICOS

Es un conjunto o serie de rocas formadas en un ambiente tectónico determinado (Dickinson, 1971)

Premisas e Hipótesis

a) Los magmas son creados por la fusión de la corteza y/o manto, ya que no existen reservorios permanentes.

b) La fusión es respuesta a un episodio dinámico (tectónico) dado que el calor localizado por concentración radiactivo es solo localmente suficiente.

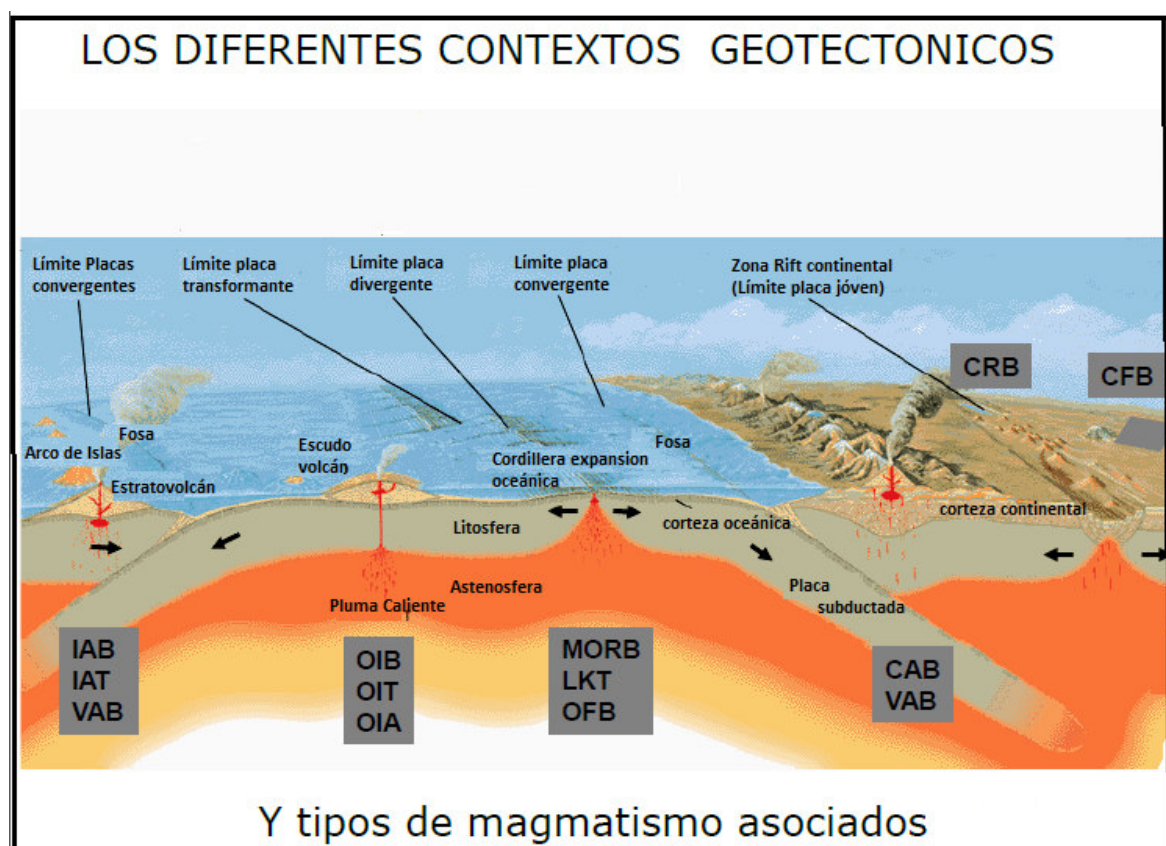


Fig. 2.9 Ambientes geotectónicos y el tipo de magmatismo (según Dickinson, 1971).

Para su formación necesita de:

- a) Aumento de temperatura (ascenso, fricción y subducción),
- b) Decrecimiento de presión (fallamiento, diapirismo, levantamiento regional) importante en ambiente de RIFT.
- c) Aditamiento de volátiles (baja las condiciones de **P** y **T** del sólido) muy importante en zonas de subducción.

2.2.5.3 a. CLASIFICACIÓN DE ASOCIACIONES SEGÚN DICKINSON, 1971 (Fig 2.9)

1.- ARCO DE ISLAS	4.- LITOSFERA POTENTE
<i>Series toleíticas inmaduras</i>	<i>Basaltos alcalinos</i>
<i>Series calcoalcalinas maduras</i>	
2.- ARCOS CONTINENTALES	5.- LITOSFERA ATENUADA
<i>Toleitas de arco</i>	<i>Basaltos tholeíticos</i>
<i>Series calcoalcalinas</i>	<i>Riolitas</i>
<i>Series shoshoníticas</i>	6.- PLATEAU RIOLITICOS
3.- RETROARCO	<i>Riolitas</i>
<i>Series bimodales. Basaltos</i>	7.- PLATEAU OCEANICOS
<i>Riodacitas</i>	<i>Basaltos alcalinos</i>

2.2.5.3 b. CLASIFICACIÓN DE ASOCIACIONES SEGÚN CONDIE, W; 1981:

- 1) Asociaciones petrotectónicas de márgenes destructivos

A- Ante arco continental

B-Arco continental.

C-Arco de islas.

2) Asociaciones petrotectónicas de márgenes colisionales.

A-Magmatismo sincolisional (granitos-deformados).

B-Magmatismo post-colisional.

C-Riolitas de plateaux post-colisionales.

3) Asociaciones petrotectónicas de márgenes constructivos.

A-Zona de intraplaca continental

B-Zona de intraplaca oceánica.

C-Plumas y hot-spots

D-Dorsales centro-oceánicas.

4) Asociaciones petrotectónicas de márgenes conservativos.

A-Fallas transformantes.

2.2.6 GEOQUÍMICA DE LOS ANÁLISIS DE ROCA TOTAL

La Petrología es la síntesis de la composición de la corteza terrestre y el manto superior reflejada en sus rocas, por lo que el estudio de los minerales petrográficos formadores de rocas es indispensable y punto de partida para lograr el razonamiento petrogenético. Estos conceptos son complementados con la petrología sintetizada en el concepto de diferenciación y asimilación magmática, para poder definir los sistemas de cristalización. Se toma como herramienta a la geoquímica, con la utilización de conceptos fundamentales en diagramas de variación y gráficos que desembocan en el concepto y

clasificación de series magmáticas a través de su composición química y su significado y la relación de los cuerpos ígneos y magmas relacionados con la tectónica global.

Por conveniencia los elementos son separados en mayores, menores y traza. Los límites entre los grupos son arbitrarios, pero los más aceptados son:

Elementos mayores = $> 1.0\%$ peso

Elementos menores = $0.1 - 1.0\%$ peso

Elementos traza = $< 0.1\%$ peso

2.2.6.1 ELEMENTOS MAYORES

Se les denominan elementos mayores porque están presentes en altas concentraciones y controlan en gran medida la cristalización de los minerales petrogenéticos en las rocas a partir de fundidos. Son los elementos químicos que predominan en cualquier análisis de rocas, estos son: Si, Al, Fe, Mn, Ca, Na, K, P, Ti y sus concentraciones están expresadas como óxidos en porcentaje de peso (%).

Las determinaciones de los elementos mayores están hechas sólo para cationes y se asume que ellos están acompañados por una apreciable cantidad de oxígeno.

Así la suma de los óxidos de los elementos mayores totalizará cerca del 100%. Los volátiles tales como el H_2O , CO_2 , S están normalmente incluidas en los análisis de los elementos mayores asimismo las pérdidas por ignición (ppi).

El hierro puede ser determinado como FeO y Fe_2O_3 pero algunas veces se le expresa como «hierro total» o como FeO total y Fe_2O_3 total para ello se realiza una conversión mediante un coeficiente 1,1113. Para que los datos de los elementos mayores se puedan graficar es necesario recalcular dichos datos sin

tener en cuenta los fluidos y volátiles, es decir, hay que descontar los valores de H₂O, CO₂ y pérdidas por ignición (ppi) mediante la fórmula:

$$\frac{\Sigma[\text{óxidos}] - [\text{volátiles}]}{[\text{Óxidos}_i]} = \frac{100\%}{X_i\%}$$

2.2.6.2 ELEMENTOS MENORES

Comúnmente se presentan en concentraciones de 0.1% a 1.0% peso y sustituyen a algunos elementos en los minerales principales, por ejemplo, el Mn sustituye al Fe o al Mg en los minerales máficos. Si están en concentraciones suficientemente altas pueden llegar a formar minerales independientes, que se denominan petrológicamente como minerales accesorios.

Otros ejemplos, si hay suficiente Zr se forma zircón o si hay suficiente P se forma apatito y Ti puede formar rutilo o titanita o si hubiera suficiente óxidos de Ti y Fe se puede formar ilmenita.

2.2.6.3 ELEMENTOS TRAZA

Los elementos trazas están definidos como aquellos elementos que están presentes en proporciones menores 0.1% (1000 ppm). Los elementos traza, están demasiados diluidos como para formar fases separadas, ellos actúan estrictamente sustituyendo a elementos mayores y menores en las estructuras minerales. La concentración y distribución de los elementos traza pueden ser utilizados para estudiar la evolución de los magmas, actuando como trazadores para establecer el origen de los magmas y para discriminar procesos magmáticos. Algunos elementos se comportan como elemento mayor en un grupo de rocas y como elemento traza en otro grupo de rocas.

Un ejemplo es el elemento K, el cual es un elemento mayor constituyente de las riolitas alcanzando más del 4% de la roca y formando una parte de la estructura esencial de minerales tales como ortosa y biotita, En algunos basaltos, sin embargo, las concentraciones de K son muy baja y no hay fases relacionadas al K, en este caso, el K se comporta como un elemento traza.

2.2.6.4 APLICACIONES DE LA DATA DE ELEMENTOS MAYORES

Se examinará la manera en que la data de elementos mayores se utiliza en geoquímica. El debate se limitará a los diez elementos que figuran tradicionalmente como los óxidos de un análisis químico de elementos mayores - **Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P.**

Los geoquímicos hacen uso de la data de los elementos mayores para tres objetivos:

- a) En la clasificación de rocas,
- b) En la construcción de diagramas de variación y
- c) Como un medio de comparación entre composiciones de rocas determinadas experimentalmente, cuyas condiciones de formación son conocidas.

Además, los elementos mayores se utilizan, a menudo junto con los elementos traza, en la identificación de la configuración original tectónica de las rocas ígneas y algunas rocas sedimentarias.

La aplicación de los elementos químicos mayores en la clasificación de las rocas y nomenclatura es ampliamente usada en la petrología ígnea pero también usada para algunas rocas sedimentarias.

El segundo uso de la data de elementos mayores, en la construcción de diagramas de variación, muestra los datos como datos bivariable o trivariable en cada gráfica X-Y o en un gráfico triangular. Este tipo de diagrama es usado

para mostrar la interrelación entre elementos en un conjunto de datos y a partir de estas interrelaciones los procesos geológicos se pueden inferir. Los diagramas de variación no son restringidos en su uso a los elementos mayores y será discutido una vez más en las secciones posteriores.

El tercer uso de la data de elementos mayores es el ploteo de la composición química de una roca ígnea dentro de un diagrama de fase- se asume que la química de la roca es la misma que la de la masa fundida ígnea original. En este caso la comparación de las composiciones de las rocas con la determinación experimental de los límites de la fase de fundidos de composición similar, en virtud de una serie de condiciones físicas puede permitir hacer inferencias acerca de las condiciones de fusión y/o la historia posterior de la cristalización de la masa fundida.

2.2.6.5 DIAGRAMAS DE REPRESENTACIÓN GRÁFICA DEL QUIMISMO

Los diagramas en los que se representan de un modo gráfico el quimismo de una roca determinada o de una serie de rocas, sirven no solo para dar una idea de los constituyentes químicos y su variación con el proceso de cristalización o evolución de las series (Fernández, S; et al. 1991).

Las principales condiciones que deben cumplir los diagramas de variación son:

- Deben ser simples.
- Deben mostrar claramente las relaciones del quimismo.
- Deben rápidamente relacionarse los datos químicos originales y los puntos del diagrama.
- Deben ser aplicables a la mayor parte de las rocas, es decir, no ser demasiados específicos.

Para decidir si una serie de rocas pertenecen o no a una familia petrográfica representada en un diagrama bivariados hay varios criterios:

Criterio espacial.- Las rocas pertenecientes a una misma provincia suelen estar agrupadas geográficamente, a veces a lo largo de grandes fallas o alineaciones tectónicas.

Criterio Temporal.- Las rocas han de haberse originado con una cierta continuidad en el tiempo.

Criterio Composicional.- Las rocas han de tener una serie de caracteres composicionales comunes, tanto texturales como mineralógicos y químicos, de modo que el cambio de unas rocas a otras se hace no de un modo brusco sino a través de variaciones graduales.

Tabla 2.13: Resumen de Esquemas de Clasificación de Rocas usando Elementos Mayores

ROCAS ÍGNEAS

1.- Ploteo Óxido-Óxido

Diagrama TAS: Sílice-Álcalis Total

Para rocas volcánicas

Para rocas plutónicas

Para diferenciar entre series de rocas alcalinas y subalcalinas

Para diferenciar las diferentes rocas subalcalinas

Diagrama de Saturación

2.- Clasificaciones de Cationes

- Rocas Volcánicas y Plutónicas usando R1 y R2
- Rocas Volcánicas Komatíticas, Toleítica y Calco-alcalinas usando el Ploteo Jensen.

3.- Clasificaciones basadas en Normas

Clasificación de Basaltos usando el diagrama Ne-Di-OI-Hy-Q

Clasificación de Granito usando el diagrama Ab-An-Or

Clasificación de rocas Volcánicas y Plutónicas usando Q-(F)-ANOR

Con la aplicación de los análisis de fluorescencia de Rayos X, muchas investigaciones geoquímicas produjeron un gran volumen de data de elementos mayores. Así, cada vez es útil y en algunos casos es necesario tratar de clasificar las rocas sobre la base de su composición química.

Los criterios empleados en la evaluación de un esquema de clasificación es que debe ser fácil de usar y ampliamente aplicable, su base lógica debe ser fácilmente entendida y que, en lo posible, debe reflejar exactamente la nomenclatura existente, basado en criterios mineralógicos. En todos los diagramas bivariantes se utiliza el criterio composicional.

2.2.6.6 DISCRIMINADORES TECTÓNICOS Y GEOQUÍMICA

Usando la química de basaltos (\pm andesitas) es posible distinguir entre los diferentes regímenes tectónicos en que ellos se habrían generado.

- Los diagramas fueron contruidos utilizando elementos mayores y traza y Tierras Raras.

- Los diagramas que utilizan elementos inmóviles bajo actividad hidrotermal (por ejemplo Ti, Zr, Y, Nb, P) pueden ser utilizados en rocas alteradas y hasta metamorfizadas.

- Los elementos trazas y tierras raras deben ser insensibles a procesos secundarios y fáciles de medir con buena precisión.

- Los diagramas discriminantes NUNCA deben usarse como una prueba, solo sirven para “sugerir” una asociación tectónica.

2.3. GLOSARIO

En la presente investigación se basa en muchos procesos geológicos-geoquímicos cuyos términos que va a emplear con mayor frecuencia y sobre las cuales contribuyen las fases del conocimiento científico.

Petrogénesis: los análisis químicos de elementos menores y tierras raras ligeras y pesadas conllevan a determinar la génesis de las rocas, es decir su petrogénesis, al ser estos elementos incompatibles, tienden a concentrarse en la fase fundida que resulte de la fusión del magma y también tienden a permanecer en la fase fundida durante la cristalización fraccionada de un magma.

Química de los Magmas: el análisis de las rocas profundas permiten dar una idea de la composición química del magma con excepción de los componentes volátiles. La existencia de mucho oxígeno hace que los elementos formen óxidos. La cantidad que existe de éstos, condiciona la variación de los magmas. Expresada en tanto por ciento del análisis total.

Procesos Ígneos: los principales procesos por los que se generan las rocas ígneas son la: fusión parcial, la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas y la asimilación.

Ambientes Geotectónicos: la Teoría de la Tectónica de Placas contribuye a la Geología actual un marco unitario de interpretación para la génesis del conjunto de las rocas ígneas. La contribución relativa de cada ambiente geológico al magmatismo terrestre es que más del 80% del magmatismo se produce en las márgenes constructivas de placas, o sea casi siempre en la profundidad de las cuencas oceánicas.

Asociación Petrotectónico: es un conjunto o serie de rocas formadas en un ambiente tectónico determinado.

Naturaleza Geoquímica de los Magmas los magmas por su naturaleza geoquímica se presenta en tres formas: alcalinos, calcoalcalinos y toleíticos y se emplazan en los diferentes ambientes geotectónicos.

Geoquímica del Magmatismo toma como herramienta a la geoquímica, con la utilización de conceptos fundamentales en diagramas de variación y gráficos que desembocan en el concepto y clasificación de series magmáticas a través

de su composición química y su significado y la relación de los cuerpos ígneos y magmas relacionados con la tectónica global.

Diagramas del Quimismo: los diagramas en los que se representan de un modo gráfico el quimismo de una roca determinada o de una serie de rocas, sirven no solo para dar una idea de los constituyentes químicos y su variación con el proceso de cristalización o evolución de las series.

Diagramas para clasificar rocas:

Diagrama TAS: para clasificar las rocas ígneas tanto volcánicas y plutónicas en base de los álcalis y la sílice.

Diagrama de saturación de alúmina: para clasificar a las rocas en metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas.

Diagramas Harker: para determinar las correlaciones entre los óxidos y elementos.

Diagrama R1:R2: para clasificar las rocas plutónicas.

Diagrama de Irvine-Baragar: SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ para clasificar rocas alcalinas y subalcalinas.

Diagrama de Ringwood: SiO_2 vs K_2O para clasificar rocas alcalinas de alto, medio, bajo potasio.

Diagramas para los procesos de cristalización

Diagramas de tierras raras normalizadas: para conocer proceso de cristalización.

Diagramas de Proporciones de tierras raras y variantes: para relacionar las tierras raras.

Diagramas Spider multielementales: para determinar el comportamiento de dichos elementos y encontrar anomalías.

Diagramas de elementos de transición normalizados

Diagramas de dispersión primaria: de los elementos económicos.

Diagramas para ambientes geotectónicos

Diagramas de Shand: saturación de alúmina

Diagramas de Whalen: Ga/Al vs Y

Diagramas de Pearce: ((Y+Nb) vs Rb

Diagramas de Pearce: (Y+Nb) vs Nb

Diagramas de Pearce: Y vs Nb

Diagramas (Yb+Ta) vs Rb

Diagramas para encontrar profundidad.

Diagrama SiO₂ vs Ce/Y

Diagrama Eu/Eu* vs Ce/Y

Diagramas para determinar fluidos hidrotermales

Diagramas U vs Th

Diagramas SiO₂ vs FeO

Diagramas (Ca+Na+K) vs Eu/Eu*

Diagramas Eu/Eu* vs FeO total

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

En la presente investigación básica se utilizó la data geoquímica proporcionada por INGEMMET cuyos geólogos recolectaron en el campo y al cual se aplicó el MÉTODO ANALÍTICO INDUCTIVO y actividades correspondientes.

3.1 TIPO Y DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

MÉTODO ANALÍTICO INDUCTIVO

Partiendo de lo desconocido y mediante el análisis de los datos geoquímicos y la experimentación a través de la estadística y la graficación de los datos de abundancias de los elementos mayores, traza y tierras raras, se llega a la caracterización geoquímica y determinación de las características geológicas-geoquímicas de la fuente madre que da origen al magmatismo plutónico y volcánico. Mediante este método inductivo se conceptualizó la realidad de lo que se observó y se intentó obtener conocimiento, además de dar explicaciones de los fenómenos geológicos implicados.

Esto también implicó que el método es de investigación básica cualitativa por ser subjetiva, que genera hipótesis con la finalidad de explorar, descubrir principios o leyes sobre la caracterización geoquímica de los fenómenos del magmatismo que son causados por interacción de factores y por la perspectiva del investigador por la proximidad de los datos.

Etapas I

Esta etapa comprendió los trabajos de campo de recolección de muestras de rocas ígneas y analizadas geoquímicamente en los Laboratorios del Geological Survey of Canada (GSC) por métodos químicos XRF (Fluorescencia de Rayos X para elementos mayores) e ICP-MS (Espectrometría de Masas: Plasma Acoplado por Inducción) para elementos menores y traza e incluidas las Tierras Raras a cargo del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico –INGEMMET- realizado en el año 2002.

Etapas II

Esta etapa incluyó la búsqueda de información que permitió analizar la data geoquímica proporcionada por INGEMMET, y la forma de graficación en los diagramas geoquímicos de las variables dependientes e independientes con las cuales se obtuvo información y el conocimiento del magmatismo y los ambientes geotectónicos en el cual se emplazaron las rocas ígneas en el Sur del Perú.

Etapas III

Esta etapa de gabinete consistió en el procesamiento estadístico-geoquímico verificando la consistencia de la data geoquímica, de la conversión de la data geoquímica al 100% eliminando de los análisis los porcentajes de las sustancias volátiles, fluidos y agua, y pérdidas por ignición con el fin de

transformar la data sólo en óxidos anhidros (proceso de normalización porcentual). La normalización de la data de tierra raras con respecto al contenido de las condritas (meteorito) que consiste en transformar la abundancia en ppm en las rocas ígneas con respecto al contenido primitivo alojados en los meteoritos, según varios autores relacionados a este tema. Asimismo se llevó a cabo la normalización de los multielementos relacionando a los contenidos del manto primitivo, al contenido MORB, etc.

Etapas IV

Esta consistió en la graficación de la data estadística-geoquímica en los diagramas geoquímicos mediante el uso del software Excel avanzado y la obtención de la información y su interpretación geoquímica-geológica.

Etapas V

Redacción de la Tesis, conclusiones y recomendaciones.

3.2 UNIDAD DE ANÁLISIS

La unidad de análisis de esta investigación constituye los datos de los análisis geoquímicos de elementos mayores (en óxidos), trazas y tierras raras de rocas ígneas no alteradas obtenidas de los afloramientos de las rocas intrusivas de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y de los volcánicos de los Grupos Toquepala y Barroso materia de la investigación.

3.3 POBLACIÓN DE ESTUDIO

La investigación se centró en el Sur del Perú debido a que INGEMMET cuenta con suficiente información de las cuatro unidades geológicas de interés (152 muestras) y que además las empresas mineras privadas tienen sus proyectos de exploración en estas áreas.

Grupo Toquepala: : 44 muestras

Grupo Barroso: : 81 muestras

Superunidad Yarabamba: 20 muestras

Superunidad Challaviento: 7 muestras

3.4. TAMAÑO DE MUESTRA

Del total de las muestras de la población cedida gentilmente por INGEMMET, esta investigación abarcó el análisis estadístico-geoquímico de las 152 muestras, por lo tanto el tamaño de la muestra es igual al tamaño de la población.

Cada muestra de roca fue analizada químicamente por 08 óxidos mayores, 03 óxidos menores, 20 elementos traza y 15 elementos tierras raras, haciendo un total de 46 elementos analizados por cada muestra de roca, haciendo un tamaño de muestra de 6,992 datos.

3.5 SELECCIÓN DE MUESTRA

La selección se realizó de las muestras de rocas no alteradas intempérica o hidrotermalmente, de acuerdo a los parámetros técnicos establecidos para este tipo de investigación.

3.6 TÉCNICAS DE RECOLECCIÓN DE DATOS

Los datos obtenidos de las rocas ígneas son el resultado de los análisis geoquímicos realizados en los Laboratorios del Geological Survey of Canada (GSC) por métodos químicos XRF (Fluorescencia de Rayos X para elementos mayores) e ICP-MS (Espectrometría de Masas: Plasma Acoplado por Inducción) para elementos menores y traza e incluidas las Tierras Raras realizado en el año 2002 a cargo del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico – INGEMMET.

3.7 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE LA INFORMACIÓN

El análisis y la interpretación de la información se obtuvo basándose en el tratamiento estadístico de los datos (Herramienta de Excel 10) obtenidos mediante el análisis químico de los elementos que permitieron su caracterización petrológica y geoquímica y realizar inferencias sobre su ambiente tectónico de emplazamiento y el rol de los fluidos mineralizantes en relación a la formación de yacimientos mineralizados aportando así nuevos datos sobre el magmatismo en el Sur del Perú.

3.8 HIPÓTESIS Y VARIABLES

3.8.1 HIPÓTESIS GENERAL

La caracterización geoquímica de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y los Grupos de Toquepala y Barroso, tienen relación con el ambiente tectónico de convergencia de placas o en zonas de subducción y con la mineralización en el Sur del Perú.

3.8.2 HIPÓTESIS ESPECÍFICA

Establecer que el análisis composicional de las rocas ígneas determinará una caracterización geoquímica de diferentes variedades químicas de rocas ígneas debido al comportamiento diferencial de los elementos químicos durante la fusión y cristalización de los magmas y a la relación con la mineralización en base de la geoquímica de los fluidos hidrotermales.

3.8.3 IDENTIFICACIÓN DE LAS VARIABLES

Las variables para la hipótesis general:

X: Determinación de los ambientes tectónicos en donde se emplazaron las unidades geológicas a estudiar.

Y. Determinación de la circulación de los fluidos magmáticos e hidrotermal y su relación a la mineralización.

Las variables para la hipótesis específica:

X: Determinación de la clasificación litogeoquímica de las rocas plutónicas y volcánicas.

Y: Determinación de los procesos que condujeron a la cristalización de los minerales petrogenéticos de las unidades geológicas.

Z: Determinación de la profundidad y antigüedad de los magmas.

3.9 OPERACIONALIDAD DE LAS VARIABLES

Las variables de las hipótesis general y específica se operarán después de un proceso estadístico para confeccionar tablas elaboradas de acuerdo a los indicadores para luego producir gráficos o diagramas geoquímicos.

3.10 INDICADORES

HIPÓTESIS GENERAL	HIPÓTESIS ESPECÍFICA
Ambientes Tectónicos $X_1 \quad \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) \quad \text{vs} \quad \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ $X_2 \quad 1000\text{Ga} \text{ vs } \text{Y}$ $X_3 \quad (\text{Y}+\text{Nb}) \text{ vs } \text{Rb}$ $X_4 \quad (\text{Nb}+\text{Y}) \text{ vs } \text{Nb}$ $X_5 \quad \text{Y} \text{ vs } \text{Nb}$ $X_6 \quad \text{Yb}+\text{Ta} \text{ vs } \text{Rb}$	Clasificación rocas $X_1 \quad \text{SiO}_2 \text{ vs } \text{Óxidos mayores}$ $X_2 \quad \text{Al}_2\text{O}_3 \text{ vs } (\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ $X_3 \quad \text{SiO}_2 \text{ vs } (\text{La}/\text{Yb})$
Circulación fluidos hidrotermales $Y_1 \quad \text{U} \text{ vs } \text{Th}$ $Y_2 \quad \text{SiO}_2 \text{ vs } \text{FeO}$ $Y_3 \quad \text{Eu}/\text{Eu}^* \text{ vs } \text{FeO}$	Proceso de cristalización $Y_1 \quad (\text{La}/\text{Sm}) \text{ vs } (\text{La}/\text{Yb})$ $Y_2 \quad \text{Yb} \text{ vs } \text{La}/\text{Yb}$ $Y_3 \quad \text{La}/\text{Sm} \text{ vs } \text{La}/\text{Yb}$ $Y_4 \quad \text{La}/\text{Sm} \text{ vs } \text{Sm}/\text{Yb}$ $Y_5 \quad \text{Rb} \text{ vs } \text{Sr}$
	Profundidad y Antigüedad $Z_1 \quad \text{SiO}_2 \text{ vs } \text{Ce}/\text{Y}$ $Z_2 \quad \text{SiO}_2 \text{ vs } \text{Sm}/\text{Yb}$

3.11. MATRIZ DE CONSISTENCIA

PROBLEMA	OBJETIVOS	HIPÓTESIS	VARIABLES	INDICADORES
La evolución magmática en el Sur del Perú es bastante compleja, porque en ella interactúan elementos tectónicos globales y magmatismo asociado con distorsiones de la corteza litósfera. Estos procesos en que medida interactúan en la variación de la composición química de los intrusivos de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y de los volcánicos de los Grupos Toquepala y Barroso en su origen, cristalización y evolución en el tiempo.	<p>-Ampliar el conocimiento geológico y la comprensión de la composición geoquímica del magmatismo tanto en rocas plutónicas y volcánicas y contribuir con el conocimiento geoquímico de los diferentes ambientes geotectónicos en los cuales se emplazan los tipos de rocas ígneas y su relación a la mineralización.</p> <p>-Determinar mediante la composición de los elementos mayores, menores, trazas la naturaleza de la caracterización geoquímica de las unidades geológicas a estudiar.</p> <p>-Clasificar petrológicamente las rocas en base de la litogeoquímica</p>	<p>-La caracterización geoquímica de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y los Grupos de Toquepala y Barroso, tienen relación con el ambiente tectónico de convergencia de placas o en zonas de subducción y con la mineralización en el Sur del Perú.</p> <p>-Establecer que los análisis composicionales determinarán una caracterización geoquímica de diferentes variedades químicas de rocas ígneas</p>	<p>X Determinación ambientes tectónicos</p> <p>Y Circulación de fluidos hidrotermales</p> <p>X Clasificación de rocas</p> <p>Y Procesos de cristalización</p> <p>Z Profundidad y antigüedad de Magmas</p>	<p>Ambientes Tectónicos</p> <p>X_1 $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$</p> <p>X_2 1000Ga vs Y</p> <p>X_3 (Y+Nb) vs Rb</p> <p>X_4 (Nb+Y) vs Nb</p> <p>X_5 Y vs Nb</p> <p>X_6 Yb+Ta vs Rb</p> <p>Circulación fluidos</p> <p>Y_1 U vs Th</p> <p>Y_2 SiO_2 vs FeO</p> <p>Y_3 Eu/Eu* vs FeO</p> <p>Clasificación rocas</p> <p>X_1 SiO_2 vs Oxidos mayores</p> <p>X_2 Al_2O_3 vs (CaO+Na₂O+K₂O)</p> <p>Procesos de Cristalización</p> <p>Y_1 SiO_2 vs (La/Yb)</p> <p>Y_2 (La/Sm) vs (La/Yb)</p> <p>Profundidad y Antigüedad</p> <p>Y_1 SiO_2 vs Ce/Y</p> <p>Y_2 SiO_2 vs Sm/Yb</p>

CAPÍTULO IV

DESCRIPCION GEOLÓGICA Y CONTEXTO GEOTECTÓNICO

4.1 INTRODUCCIÓN

El alcance del presente trabajo involucra el tratamiento estadístico , graficación e interpretación geoquímica de los valores de los elementos mayores, menores y traza de las rocas volcánicas pertenecientes a los Grupos Toquepala y Barroso y de las rocas intrusivas de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento al Sur del Perú.

Los objetivos generales son la evaluación de los elementos mayores, menores, traza y Tierras raras; obtener los diagramas de clasificaciones como TAS (Total alcalis-silice), diagrama de Hacker, clasificación por saturación de sílice y alúmina y caracterizar geoquímicamente los volcánicos e intrusivos y encontrar su diferenciación química y su ambiente geotectonico de emplazamiento u origen y su relación con la mineralización de la región Sur.

4.2 UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS Y EL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra entre los paralelos 16° y 18.30° latitud Sur, comprendiendo a los departamentos de Arequipa, Moquegua, Puno y Tacna (Fig. 4.1 y Fig.4.2). En esta área INGEMMET colectó 44 muestras de rocas volcánicas perteneciente al Grupo Toquepala y 81 muestras de rocas volcánicas del Grupo Barroso, 20 muestras de rocas intrusivas de la Superunidad Yarabamba y 7 de los intrusivos de la Superunidad Challaviento, analizando a todas ellas por análisis de rocas total incluyendo los óxidos mayores (08), menores (03) , trazas (20) y tierras raras (15) con el doble fin de analizar geoquímicamente y hacer nuevas dataciones radiométricas.

4.3 DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS ESTUDIADAS SUPERUNIDAD DE CHALLAVIENTO

Wilson y Garcia (1962) establecen que los intrusivos más importantes son los batolitos de granodiorita mapeada (en los cuadrángulos de Pachia y Palca) como granodiorita Toquepala – Challaviento que tiene la composición mineralógica siguiente: Plagioclasa 54%, ortosa 4%, hornblenda 126%, biotita 19%, cuarzo 4%, zircón y esfena 3.5%. Los intrusivos granodioríticos parecen haberse emplazado por medio del proceso denominado “stopping” e inyección forzada, es bastante común encontrar xenolitos cerca de los contactos, los cuales constituyen el 20-30% de la roca y de acuerdo a las correlaciones estratigráficas le asignaron una edad del Terciario inferior. Estos intrusivos granodioríticos han marmorizado y silicificado extensas áreas de calizas de la Formación Pelado.

Según Acosta et al (2011) menciona que la Superunidad Challaviento descrita por Sanchez, A. (1983) como plutón de Tarata y Ataspasca aflora al norte y NE de Palca a lo largo del sistema de fallas Incapuquio, litológicamente está compuesta de granodiorita gris clara y de textura hipidiomórfica. Los trabajos de Wilson(1962) le asume una edad del Terciario inferior, Martinez et al (2003) lo describe como Batolito Challaviento y Acosta et al. (2011) proponen por

consideraciones geocronológicas, geoquímicas, petrográficas y por ubicación y extensión como Superunidad Challaviento y está compuesta de gabro, diorita, granodiorita y granitos.

Las dataciones realizadas en tonalitas y granodiorita corroboran la edad Eoceno medio a la Superunidad Challaviento con una edad de 41.6 MA (Martinez et al. 2,003) coincidentes con otras edades tomadas por otros autores.

Rodriguez et al. (2010) describe rangos de composición química para elementos mayores y traza con un contenido medio de SiO_2 (55-68%), K_2O (1 a 4%), proporciones (razones) de Sm/Yb (2 a 3.6) y La/Sm (5 a 8). Estas rocas contienen anomalías negativas < 1 de Eu/Eu^* (0.6- 1) y un amplio contenido de FeO (4 a 10%). El contenido de las tierras raras en Challaviento muestran un empobrecimiento de las tierras raras pesadas.

La mineralización presente en la zona es de tipo filoniano, a manera de vetas y vetillas, cuyas direcciones presentan rumbos $\text{N}150^\circ$ y $\text{N}40^\circ$ paralelo a las estructuras principales. Las rocas de este dominio se caracterizan por presentar mineralización polimetálica manifestada a manera de vetas, vetillas y mantos, que presentan al cobre como metal económico principal, seguido de plomo y plata, en estructuras cuyas direcciones principales son NO-SE y NE-SO. Las principales asociaciones mineralógicas presentes en las diferentes ocurrencias metálicas son Cu, Cu-Fe, Cu-Ag, Cu-Pb-Zn-Ag, Pb-Ag y Pb-Zn-Cu-Ag. Dentro del grupo de ocurrencias y yacimientos presentes en esta zona, la mayoría es explotada a pequeña escala y de manera artesanal mediante socavones y galerías subterráneas.



Fig.4.1 : Ubicación del Proyecto y de las muestras de rocas intrusivas de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento.

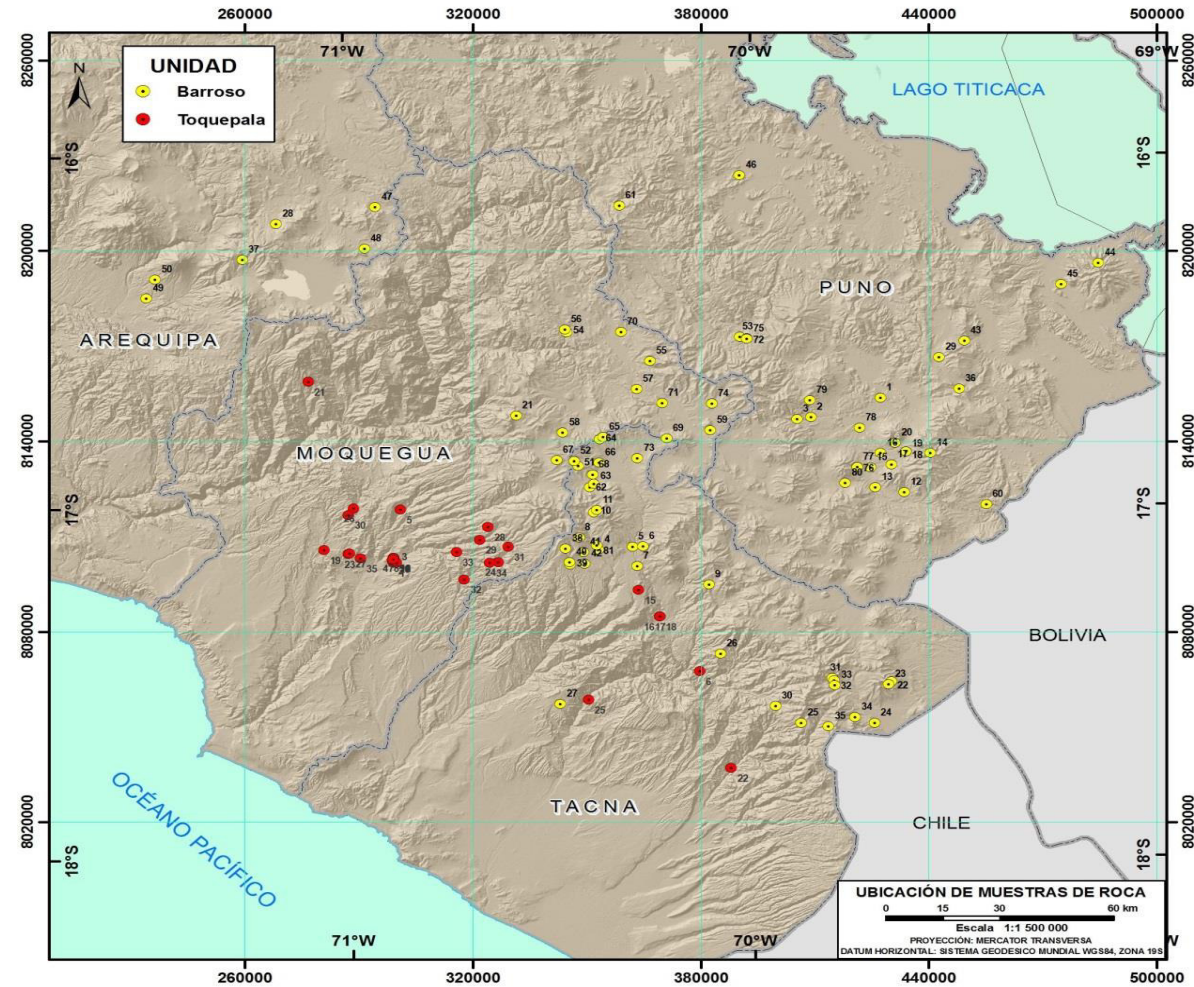


Fig. 4.2: Ubicación de las muestras de rocas volcánicas de los Grupos Toquepala y Barroso

SUPERUNIDAD DE YARABAMBA.

Los estudios inicialmente se realizaron en la quebrada Yarabamba lugar donde proviene su nombre (Steward, 1968) describe tonalitas a granodioritas con abundante xenolitos máficos alterados. Cobbing y Pitcher 1983; Pitcher et al 1985, describen que está compuesta de granodiorita a monzogranitos que afloran a lo largo de 200 km entre las localidades de Palca, Torata, Omate, Puquina, Yarabamba y Vitor formando cuerpos tabulares y elongados en dirección predominante NO-SE

Inicialmente estas rocas fueron mapeados como Superunidad Linga Arequipa (al Sur de Arequipa), y Linga Yarabamba (al este y SE de Arequipa). Acosta et al (2011) por similitud geoquímica proponen la denominación única de Superunidad Yarabamba, compuesta desde gabros a granitos.

Las dataciones radiométricas en estudios regionales realizados en la Superunidad Yarabamba por los métodos de K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr y U-Pb le asignan una edad de entre 62-58 MA y se le asigna la edad de Paleoceno inferior.

Esta Superunidad está cubierta por rocas sedimentarias y piroclásticos de edad Terciaria. La mineralización presente en la zona es de tipo filoneano, a manera de vetas y vetillas, cuyas direcciones presentan rumbos N150° y N40° como dirección general. Las asociaciones minerales principalmente son Cu-Pb-Zn, Cu- Mo, presentes a manera de filones, con direcciones principales NO-SE paralelos al sistema de fallas Incapuquio. Estos filones corresponden a la interacción de los fluidos hidrotermales provenientes de las intrusiones monzoníticas y granodioríticas de la Superunidad Yarabamba. La mineralización se observa en estructuras lenticulares tipo rosario, sigmoide, brechadas y en menor cantidad diseminada. Entre los sulfuros de cobre presentes tenemos a la bornita, calcosina, covelina, calcopirita y tetraedrita. Los óxidos, carbonatos y sulfatos de cobre son cuprita, crisocola, malaquita asociados a piritita, cuarzo, yeso y óxidos de hierro.

GRUPO TOQUEPALA

Fue denominado por Bellido E y Guevara C (1963), para describir a un conjunto de rocas volcánicas con algunas intercalaciones de clásticos gruesos que afloran a lo largo del Flanco Andino en el Sur del Perú. Esta secuencia está formada por derrames andesíticos, dacíticos, y riolíticos y brechas de flujo y piroclásticos de la misma composición (Bellido y Guevara, 1963 y Perales, F, 1994). Este Grupo Toquepala fue datado entre 70 MA y 59 MA por lo que se le considera de una edad comprendida entre el Cretáceo superior al Paleoceno (INGEMMET, 1995).

El Grupo Toquepala corresponde a dos magmatismo diferentes: la inferior corresponde a materiales diferenciados félsicos y altamente contaminados mientras que la superior corresponde a materiales evolucionados e intercalados con mantos de lavas andesita-basalto (Martinez, W, et.al. 2003)

Los yacimientos de Toquepala junto con Quellaveco y Cuajone pertenecen al metalotecto denominado "Sub Provincia Cuprífera del Pacífico" que tiene dirección NW-SE en Perú y N-S en Chile.

Geológicamente, constituyen yacimientos porfiríticos de cobre-molibdeno diseminado, donde la mineralización están genéticamente relacionados a la actividad intrusiva hidrotermal calco - alcalina datada de fines del Cretáceo superior - Terciario inferior. Varias de estas zonas de debilidad estructural están asociadas a importantes yacimientos de pórfidos de Cu: Cerro Verde, Chapí, Cuajone, Quellaveco, Toquepala, así como a anomalías hidrotermales y prospectos: Los Calatos, Huaracane, Yarito, Huacanane Grande, Ilabaya etc. (Fig.4.3)

GRUPO BARROSO

Fue definido por Mendivil, S (1965), en una cadena de conos volcánicos ubicados en la Cordillera del Barroso en Tacna. Los conos más antiguos

corresponden a aparatos completamente erosionados que no muestran morfología alguna de volcanes. Este Grupo está formado por una alternancia de derrames y piroclásticos, los mantos de lavas son andesitas a traquiandesitas con espesores que varían de 20 a 30 m y los piroclásticos son andesíticos (Mendivil, S, 1965,; Perales, F, 1994). De acuerdo a las edades determinadas cae entre (7.2 a 0.7 MA) se le asigna a este Grupo una edad del Mioceno superior a Pleistoceno (INGEMMET, 1995).

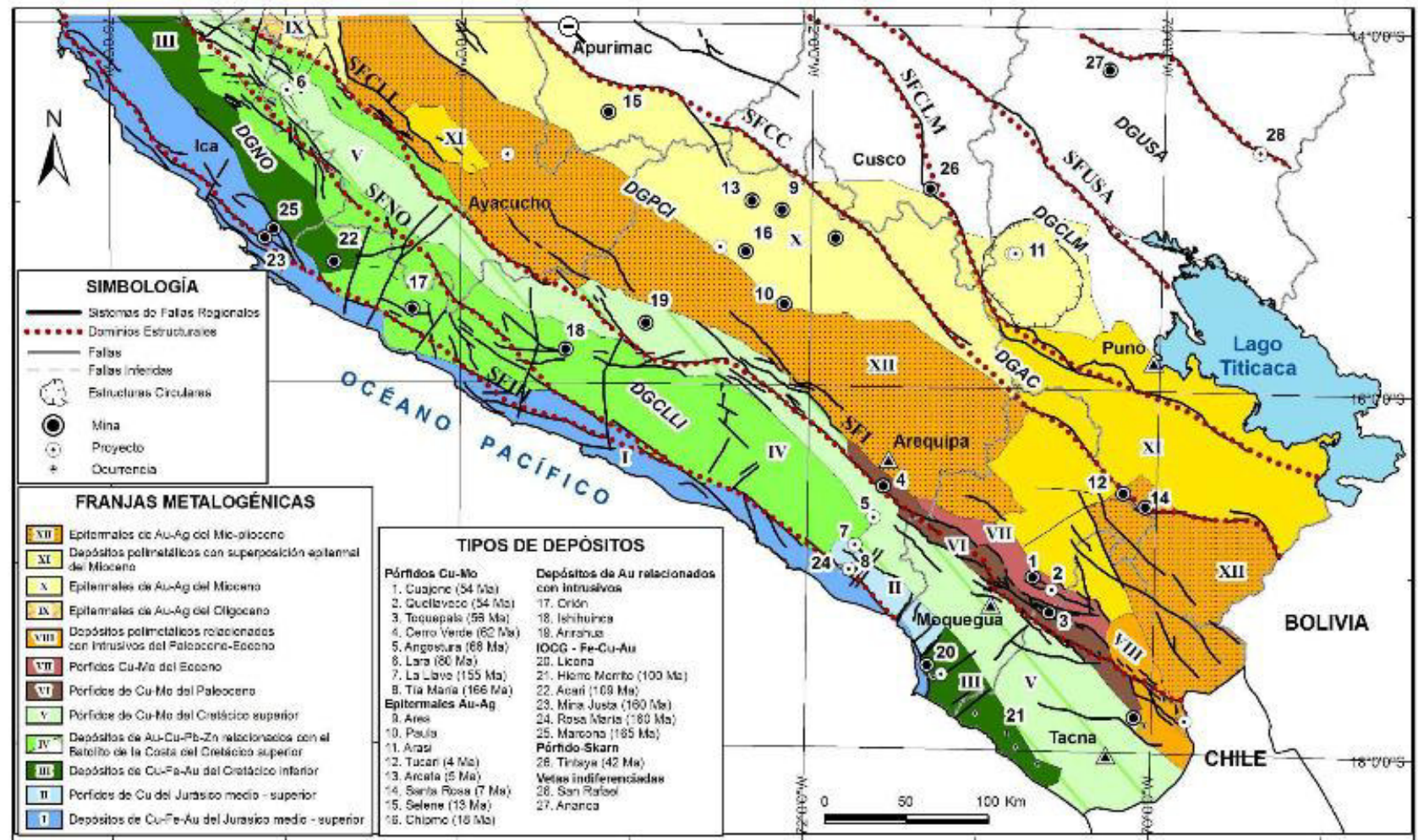


Fig.4.3 Mapa Metalogénico del Sur del Perú entre las latitudes 14–18° 30' -INGEMMET (Acosta, J; 2008)

El Grupo Barroso, en general, las rocas tienen un intervalo químico entre andesitas basálticas y riolitas, es posible interpretar esta diferenciación como un producto de la evolución cortical en grosor hacia el oriente y en relación directa a las concentraciones mayores de K y Sr, también existe la tendencia a pensar que las estructuras más occidentales son más antiguas. (Martinez, W, 2003).

La mineralización en este grupo cae en la franja metalogenética de los depósitos epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno de la Franja XII (Fig. 4.3).

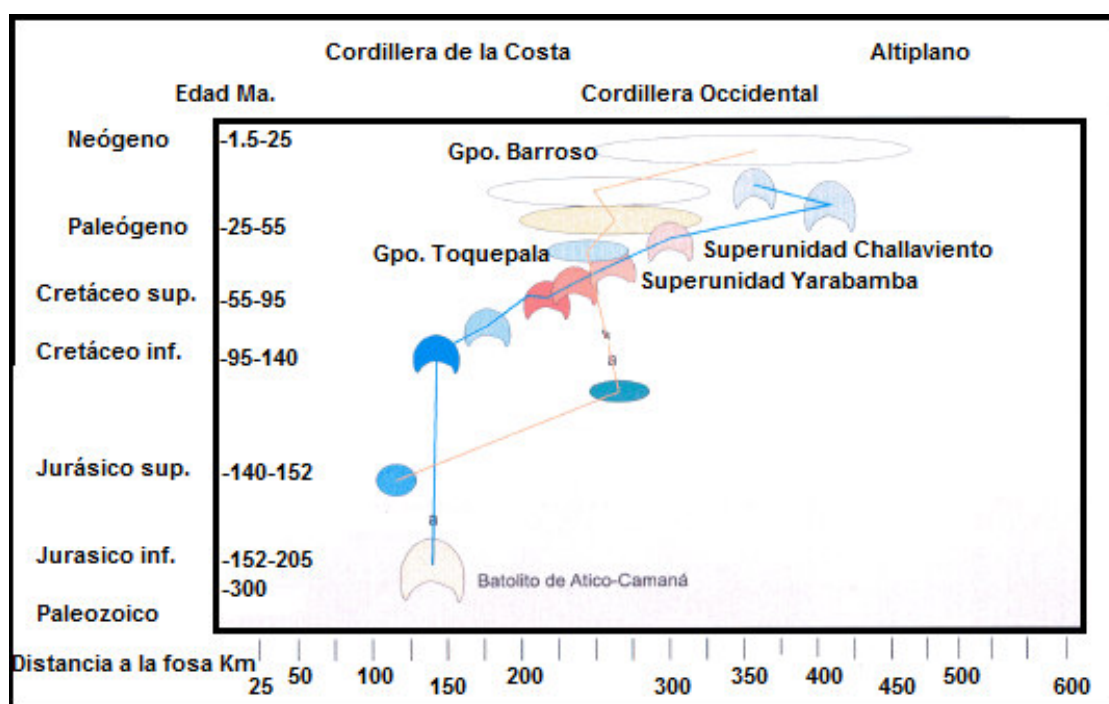


Fig. 4.4 : Datos geocronológicos basados y modificado de Pitcher, W et al. 1986.

La Fig.4.4 nos muestra la relación temporal de las cuatro unidades estudiadas donde las rocas del Grupo Toquepala (70 -59 MA) son las antiguas seguido de la S:U Yarabamba (62-58 MA), luego la S.U Challaviento (41.6 MA) y el Grupo Barroso (7.2 a 0.7 MA) es el más joven.

Con respecto a su distancia con la zona de subducción el Grupo Toquepala es el más cercano (200 km) seguido de la Superunidad Yarabamba (250 km), Superunidad Challaviento (300 km) y es el más lejano el Grupo Barroso (250-450 km), demostrando que el magmatismo occidental es más antiguo por lo tanto el magmatismo al Este es el más joven.

4.4 DOMINIO GEOTECTÓNICO

A lo largo de los Andes Centrales, el Océano Pacífico está caracterizado por la existencia de una placa oceánica litosférica denominada “Placa de Nazca” que se introduce bajo la placa continental Sudamérica (Fig.4.5) en los límites de Perú-Chile. Esta Subducción a lo largo de la placa continental que corresponde al margen activo de la fosa Perú-Chile está ligada a la edificación de la Cordillera de los Andes y la fosa Perú-Chile.

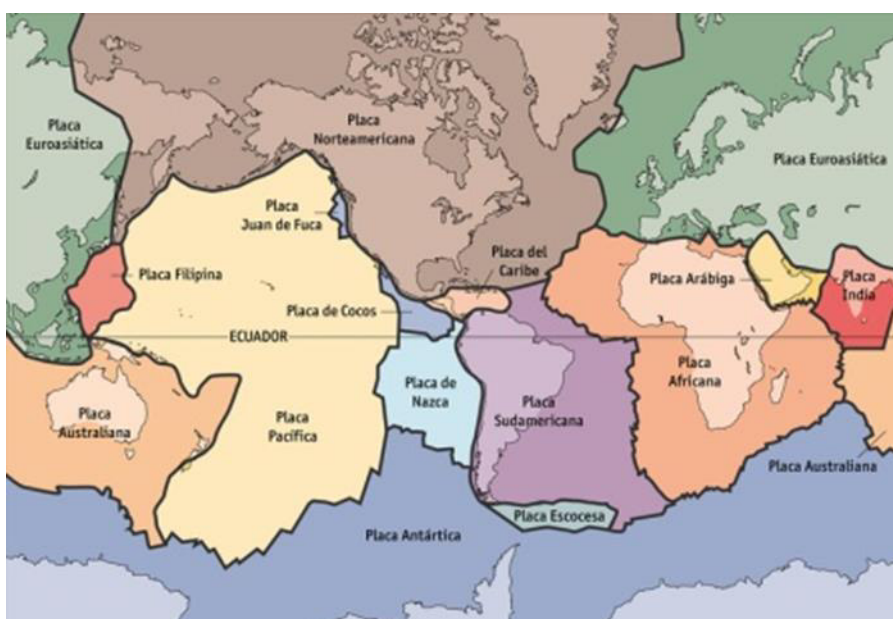


Fig. 4.5: Vista de la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana en el contexto global.

La Placa de Nazca, está constituida por una capa litosférica con un espesor de 50 a 60 Km a lo ancho del Sur del Perú (James, D. et al. 1975), donde la parte superior denominada corteza oceánica tiene 10 a 11 km (su base corresponde a la discontinuidad de Mohorovicic) que tiene una composición basáltica y gabroide que la diferencia de la composición de la corteza continental que es granítica y su espesor es de 30 km promedio para los escudos y en los Andes Centrales pueden tener 70 a 80 Km.(Dalmayrac B; et al .1988). La fosa Perú-Chile tiene una profundidad de 6300 m al norte de la dorsal de Nazca y más de 7000 m hacia el Sur, frente a Camana. La subducción de la placa de Nazca frente a las costas suramericanas, ha provocado que esta área sea altamente sísmica y volcánica.

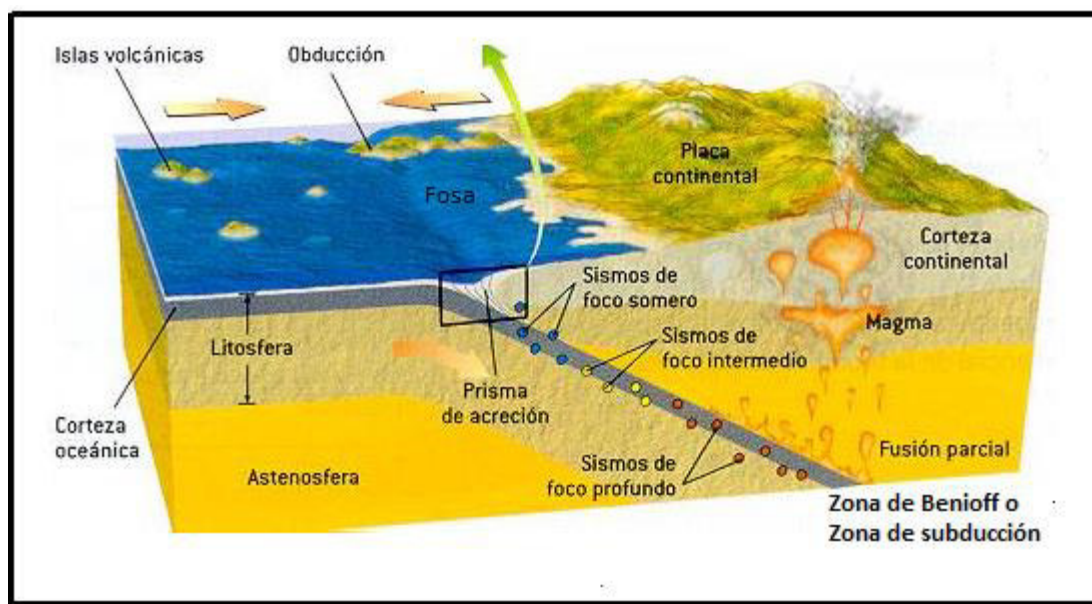


Fig.4.6: Esquema del ambiente de la zona de subducción.

En tectónica de placas, los márgenes convergentes son aquellos donde las placas litosféricas colisionan pudiendo ser zonas de subducción donde la litósfera más densa subduce a la litósfera menos densa, pudiendo como en el caso del Perú entre placas oceánica-continental (Fig. 4.6), pudiendo ser entre placas oceánicas y entre placas continentales. Cada uno tiene sus características y patrones de generación de magmas, plutonismo y vulcanismo.

La generación de magmas en las zonas de subducción en la corteza oceánica origina arcos volcánicos conformada por cadenas de estrato-volcanes donde las rocas extrusivas pueden pertenecer a tres tipos de series ígneas (Méndez, J; 2006):

- 1.- Toleitas que incluye basaltos y escasa riolitas abarcando un rango de 48-63% de SiO_2 . Esta serie producto de un característico fraccionamiento enriquecido de FeO en sus etapas iniciales, no sólo es común en las margenes convergentes de arcos de islas primitivos, sino tambien en las margenes continentales activos.
- 2.- Calco-alcalinos que incluye basaltos de alto contenido de Al_2O_3 , abundante andesita, dacita, riolita con un rango de 52-70% de SiO_2 . Esta secuencia es típica de las margenes activas tanto continentales como de los los arcos de islas maduros.
- 3.- Las series derivadas de magmas alcalinos, incluyen series alcalinas sódicas con basaltos alcalinos, traquita, riolita peralcalinas y series alcalinas potásicas con latita y fonolitas leucíticas.

Según el modelo de petrogénesis de los arcos de islas de Ringwood (1975), la generacion de magmas en estas zonas de subducción está controlada por procesos de fusión parcial de la peridotita en la cuña del manto superior situada por encima de la zona de Benioff. Esta fusión se vería favorecida por la alta presión del agua generada por la deshidratación de los minerales hidratados (anfíboles y serpentinas) provenientes del metamorfismo de la corteza oceánica. La estabilidad relativa de los minerales hidratados con respecto a la temperatura determina dos etapas:

- a) Etapa de arco primitivo, donde la deshidratan los minerales provenientes de la corteza oceánica principalmente de los anfíboles. Se generan grandes volúmenes de magmas basálticos que origina magmas que son eyectados sobre el fondo oceánico como lavas almohadilladas. Estos magmas se fraccionan levemente generando series toleíticas y secuencias de bajo K.

b) Etapa de arco maduro, continua la deshidratación de los minerales hidratados como la serpentina, talco y brucita. Este proceso se realiza a mayor profundidad que la anterior, lo que permite que los magmas se fraccionen más, generando series calco-alcalinas y alcalinas y series de alto K.

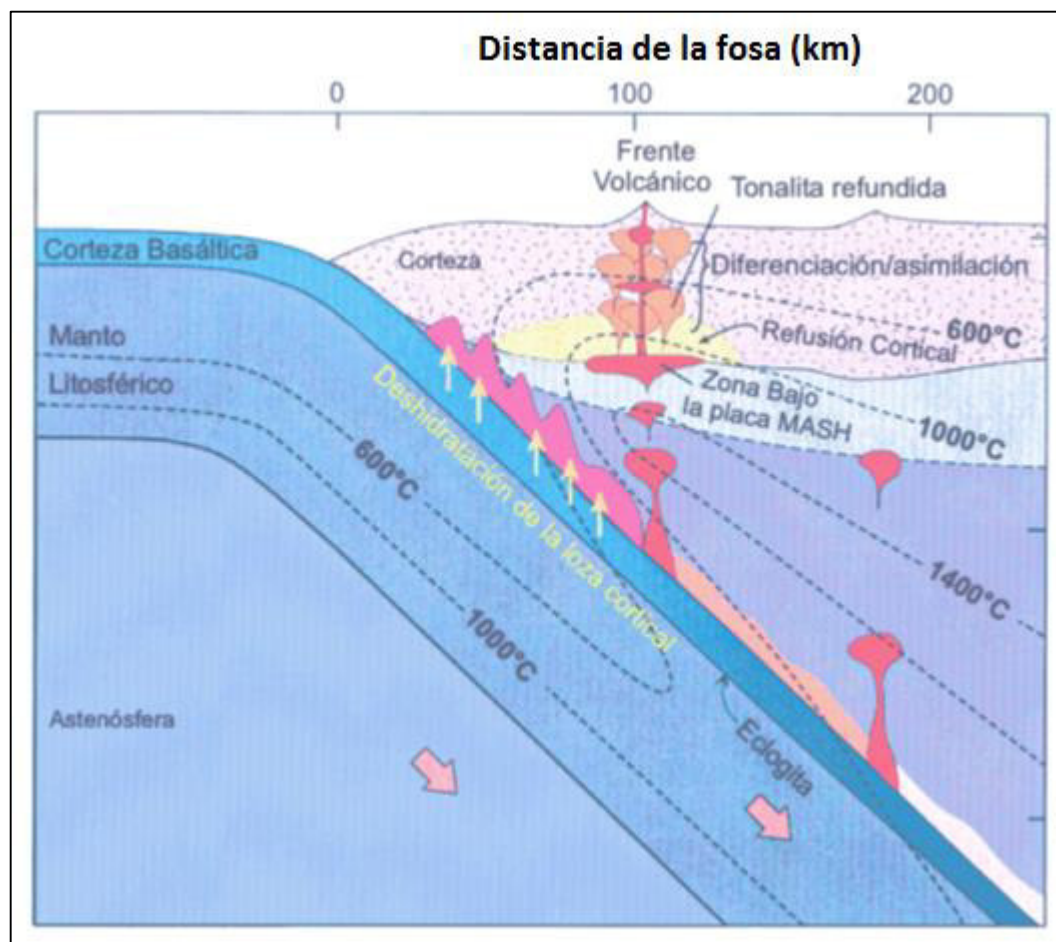


Fig.4.7: Esquema muestra la zona de subducción de un margen continental activa que puede ser adaptada para los Andes (tomada de Martinez et al 2003)

Actualmente el modelo conceptual sobre el marco tectónico de subducción para un arco magmático está asociado a los siguientes factores: inclinación y velocidad de la placa, cuña astenosférica, volátiles, expansión del fondo oceánico y factor adiabático, todos estos factores conducen a la fusión parcial de la corteza (Atherton M.P. 1993), cree actualmente que existe una zona bajo

la placa sometida a empobrecimiento químico y que “pedazos” de la placa en subducción se acrecienta para formar corteza en la base cortical. Este proceso es conocido como MASH (Magma, asimilación, segregación y Homogenización).(Fig.4.7).

Los trabajos de Lefreve (1973, 1974) como lo señalan INGEMMET (1995), que el vulcanismo del Sur del Perú corresponde a dos series distintas: La serie calcoalcalina representada por las rocas más próximas a la fosa y la serie shoshonítica que forma las rocas más alejadas de la fosa. Tanto sus estudios de los elementos mayores señalan la variación de las características químicas según la distancia a la fosa Perú-Chile.

En la serie calcoalcalina , el tenor de SiO_2 aumenta conforme se alejan de la fosa (de 55.5 a 76.5%), en cambio, las rocas más básicas se encuentran en la serie shonhonitica (50.5 a 63.9%) se nota un enriquecimiento de potasio conforme se alejan de la fosa, así como una correlación evidente entre el K_2O y SiO_2 . Las lavas más cercanas a la fosa (220 a 270 km) para el 60% de SiO_2 el K_2O es cercano a 2.5%, las situadas a 270 a 320 km el K_2O = 3% las más lejanas a 320 km el K_2O llega a 3.75%.. Los elementos traza muestran que en la serie calcoalcalina el tenor de Rb así como las proporciones K/Ba y Rb/Sr aumentan con la distancia a la fosa, el tenor del Sr y las proporciones K/Rb y Ba/Rb varían en sentido inverso con la distancia a la fosa y la serie shoshonitica es más rica en Sr y Ba que la serie calcoalcalina.

CAPITULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 TÉCNICA ANALÍTICA ESTADÍSTICA

El presente trabajo de investigación tuvo como finalidad de conocer el comportamiento de los elementos mayores, menores y trazas, además de los compuestos químicos expresados en óxidos, contenidos en muestras de rocas intrusivas pertenecientes a las Superunidades de Intrusivos de Yarabamba y Challaviento y de las rocas volcánicas de los Grupos Toquepala y Barroso ubicados en el Sur del Perú.

Se intentó a través del comportamiento geoquímico de dichos elementos determinar el origen, la evolución y clasificación del magmatismo desde el Cretáceo al Terciario.

Normalmente no se estudia una sola roca, sino varias rocas que están relacionadas entre sí de alguna forma, tanto espacial como temporal, como se presenta en esta investigación, en consecuencia, se reúnen muchos análisis y se comparan tablas y diagramas entre sí, suele ser complicado, por esta razón, esta investigación siguiendo lo establecido en la literatura, calcula índices que

suelen englobar varios óxidos, elementos trazas y tierras raras que la mayoría de las veces se puede representar en forma gráfica.

Este estudio geoquímico de las rocas es complementario al estudio petrográfico microscópico, porque éste muchas veces es incompleto, dado que la mayoría de los minerales admiten considerables sustituciones de otros elementos compatibles tanto por su radio iónico o carga eléctrica, resultando que podemos encontrar rocas de igual composición mineralógica pero con una distinta composición química. Pero también se puede encontrar que un material geológico de composición química determinada, puede agruparse en formas mineralógicas diferentes y esto es muy frecuentes en la naturaleza y se le denomina heteromorfismo.

Por ello esta investigación geoquímica basada en análisis químico debe estar acompañada de estudios petrográficos, porque es un complemento necesario en la investigación petrogenética de las rocas.

La composición química y mineralógica de la región fuente en este caso la zona Sur del Perú ejerce un control fundamental sobre la química de las rocas magmáticas. La composición de los elementos mayores y trazas de un fundido está determinada por el tipo de proceso de fusión y el grado de fusión parcial, aunque la composición del fundido puede ser sustancialmente modificada en la ruta hacia la superficie.

La composición de la fuente asimismo es una función de los procesos de mezcla en la región fuente. Por ello, son particularmente pertinentes los estudios del manto y es así que en las últimas décadas los avances importantes han sido hechos en el conocimiento de la dinámica del manto a través de los estudios isotópicos de los basaltos oceánicos derivados del manto.

Por ello, la región fuente es mejor caracterizada en base a su composición de isótopos radiogénicos porque los ratios de isótopos no son modificados durante la fusión parcial y los procesos en la cámara magmática. Los procesos de la cámara magmática frecuentemente modifican la composición química del

magma primario, producido por fusión parcial de la fuente, mediante la cristalización fraccionada, mezcla de magmas, contaminación o una mezcla dinámica de algunos de estos procesos.

Para resolver los efectos químicos de estos diferentes procesos se requiere de amplio rango de herramientas geoquímicas, los estudios de elementos mayores y trazas acompañado con la medición de ambas composiciones de isotopos radiogénicos y estables.

El siguiente emplazamiento o erupción, las rocas ígneas pueden ser modificadas químicamente tanto por pérdida de gases o por interacción con un fluido. La pérdida de gases de las rocas ígneas principalmente afecta la química de los isotopos estables mientras la interacción con un fluido puede afectar todos los aspectos de la química de la roca.

Idealmente, las rocas ígneas seleccionadas para análisis químicos deben estar completamente frescas, aunque algunas veces esto no puede ser.

El ambiente geotectónico del Sur del Perú es bastante complejo porque interactúan elementos tectónicos globales como las distorsiones de la corteza y su ensanchamiento cortical y la influencia de la zona de subducción de la placa Pacífico y la Sudamericana que controlan un tipo de magmatismo volcánico e intrusivo en la cadena orogénica de Los Andes.

La determinación del ambiente geotectónico donde se originan los magmas que dan lugar a estas unidades geológicas estudiadas son representadas en los diagramas discriminantes que nunca deben usarse como una prueba, solo sirven para “sugerir” una asociación tectónica.

5.2 PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

5.2.1 CÁLCULOS Y DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES

Para este estudio se analizaron la data del análisis de roca total de muestras representativas de rocas ígneas de diversas localidades del Sur del Perú. La data geoquímica de los elementos mayores expresados en % peso por los laboratorios químicos (Tabla 5.1) ha sido normalizada, esto es, convertirla en una nueva data sin H₂O, CO₂, LOI (pérdida por ignición) y otros volátiles, recalculando los valores analíticos al 100% (Tabla 5.2) usando la fórmula para todos los óxidos mayores:

Tablas 5.1 y 5.2 Elementos Mayores en (% peso) Grupo Toquepala

	Tabla 4.1 Data de Laboratorio			Tabla 4.2 Data Recalculada		
No Roca	15	16	17	15	16	17
SiO ₂	66.41	63.22	62.53	67.95	64.28	63.32
TiO ₂	0.44	0.67	0.69	0.45	0.68	0.70
Al ₂ O ₃	15.99	14.96	14.98	16.36	15.21	15.17
Fe ₂ O ₃	3.73	4.75	5.08	3.82	4.83	5.14
FeO	0.13	1.91	2.19	0.13	1.94	2.22
MnO	0.1	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09
MgO	0.7	1.95	2.12	0.72	1.98	2.15
CaO	2.81	3.69	4.03	2.88	3.75	4.08
Na ₂ O	3.87	3.4	3.4	3.96	3.46	3.44
K ₂ O	3.43	3.49	3.43	3.51	3.55	3.47
P ₂ O ₅	0.12	0.22	0.22	0.12	0.22	0.22
H ₂ O	0	0	0			
CO ₂	1	1	1			
Ppi	1.35	2.62	2.46			
Total	100.08	101.97	102.22	100.00	100.00	100.00

$$\frac{\Sigma[\text{óxidos}] - [\text{volátiles}]}{[\text{Óxidos}_i]} = \frac{100\%}{X_i\%}$$

Obteniendo una tabla recalculada sobre la base anhidra de los datos y para graficar todos los resultados geoquímicos se utilizaron el programa computacional de Excel 10 avanzado siguiendo los diagramas creados para los diferentes fines de la geoquímica magmática por diversos autores, y sirviendo como guía los programas Petrograph (v. 2beta Petrelli 2007) y IgPet (v. 2007; Carr, 2007). Cabe señalar que los nombres empleados en la clasificación de estas rocas están basados en los nombres asignados a las rocas plutónicas y volcánicas por geólogos de INGEMMET. Geoquímicamente, es posible, además de diferenciar y agrupar claramente estas rocas ígneas.

La mayoría de las muestras de las rocas plutónicas y las volcánicas tienen composiciones mineralógicas determinadas en los estudios de Mendivil, 1965, Wilson et al. 1962; Steward, 1968; Bellido et al. 1963; Martínez et al 2003, Acosta et al, 2011; Rodríguez et al 2010; en concordancia de acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976).

5.2.1.1 SATURACIÓN DE ALÚMINA

De acuerdo al Índice de Shand (1927) (relación molar de $Al/Ca+Na+K$ vs $Al/Na+K$ o A/CNK vs A/NK en el diagrama de Maniar y Piccolli (1989) se establece el carácter metaluminoso o peraluminoso de las rocas.

Las rocas intrusivas y volcánicas de acuerdo a la clasificación de Shand (Fig.5.1) se clasifican en:

Peraluminosa: $Al_2O_3 > CaO+Na_2O+K_2O$;

Metaluminoso: $Na_2O+K_2O < Al_2O_3 < CaO+Na_2O+K_2O$, y

Peralcalina: $CaO+Na_2O+K_2O > Al_2O_3 < Na_2O+K_2O$

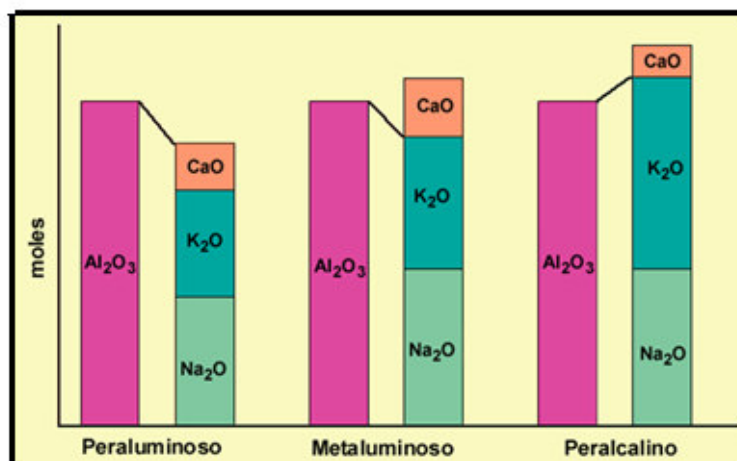


Fig.4.1: Clasificación de saturación de alúmina según Shand.

Los parámetros de clasificación se basa en los óxidos mayores de Al_2O_3 , CaO , K_2O y Na_2O recalculados en concentraciones molares. Los intrusivos de la Superunidad Yarabamba tiene un contenido promedio de 15.54% de Al_2O_3 y 11.18% en $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; la Superunidad Challaviento 15.92% de Al_2O_3 y 11.16% en $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Los volcánicos del Grupo Barroso un contenido promedio de 15.96% de Al_2O_3 y 11.16% en $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; el Grupo Toquepala 14.02% de Al_2O_3 y 9.55% en $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$.

Se tiene que en el caso de la Superunidad Yarabamba el 90% del total de muestras son de saturación metaluminosa y el 10% son peraluminosa, mientras que la Superunidad Challaviento el 86% del total de las muestras tienen una tendencia metaluminosa y 14% peraluminosa.

Tabla 5.3: Saturación de Alúmina					
Promedio Proporciones moleculares					
GRUPO/SUPERUNIDAD	No Muestras	$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	Al_2O_3	$\text{Ca}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$	Saturación
Toquepala	44	0.095	0.138	0.135	Peraluminosa
Barroso	81	0.099	0.158	0.204	Metaluminosa
Yarabamba	20	0.092	0.152	0.162	Metaluminosa
Challaviento	7	0.085	0.156	0.172	Metaluminosa

La Tabla 5.3 muestra el promedio de saturación de alúmina de acuerdo a las proporciones moleculares (Peso% / peso molecular del óxido) indicándonos que las dos Superunidades son mayormente de saturación metaluminosa, se supone que están subsaturadas en alúmina al contener piroxenos, biotita y hornblenda, lo que se confirma gráficamente (Fig. 5.2 y 5.3). El carácter peraluminoso de algunas de las rocas tanto en la S.U. Challaviento y Yarabamba, se deba a que estas rocas han sufrido alteración hidrotermal del tipo sericítico como también por la inclusión de fragmentos líticos de estas rocas.

El Grupo Toquepala tiene que el 73% del total de muestras son de saturación peraluminosa y 27% son metaluminosa, mientras que el Grupo Barroso el 75% del total de las muestras tienen una tendencia metaluminosa y 25% peraluminosa (Tabla 5.3), que se confirma gráficamente (Fig. 5.4 y 5.5). Se entiende entonces que el Grupo Toquepala está sobresaturado en alúmina por contener más minerales ricos el aluminio como cordierita, silimanita, andalucita, corindón; a diferencia del Grupo Barroso y las Superunidades de Challaviento y Yarabamba.

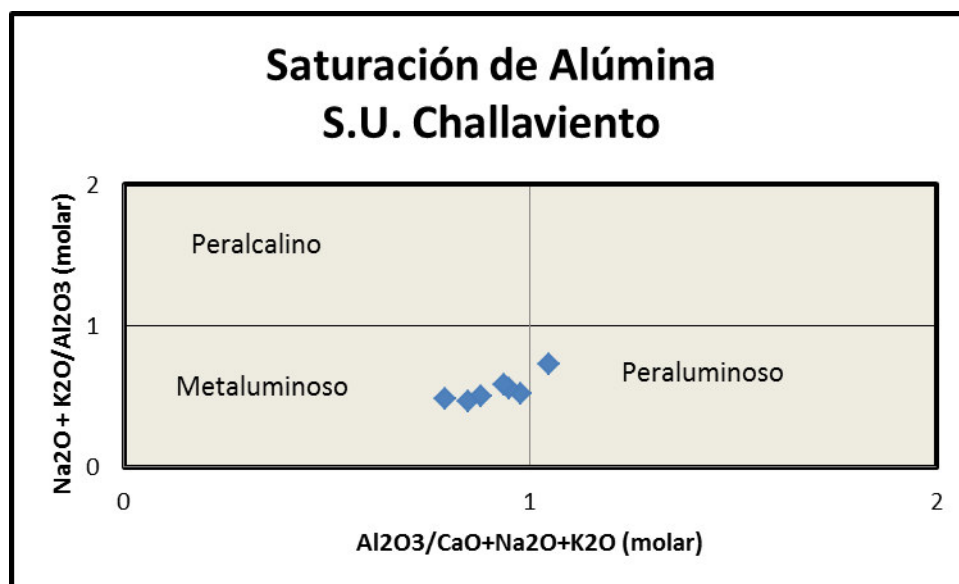


Fig.5.2: Saturación de Alúmina Superunidad Challaviento

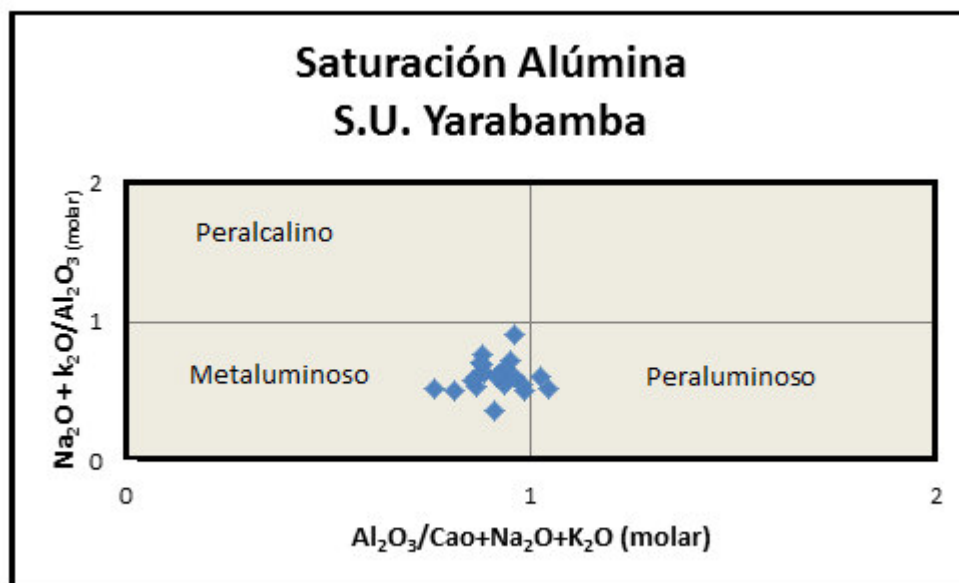


Fig.5.3 : Saturación de Alúmina Superunidad Yarabamba

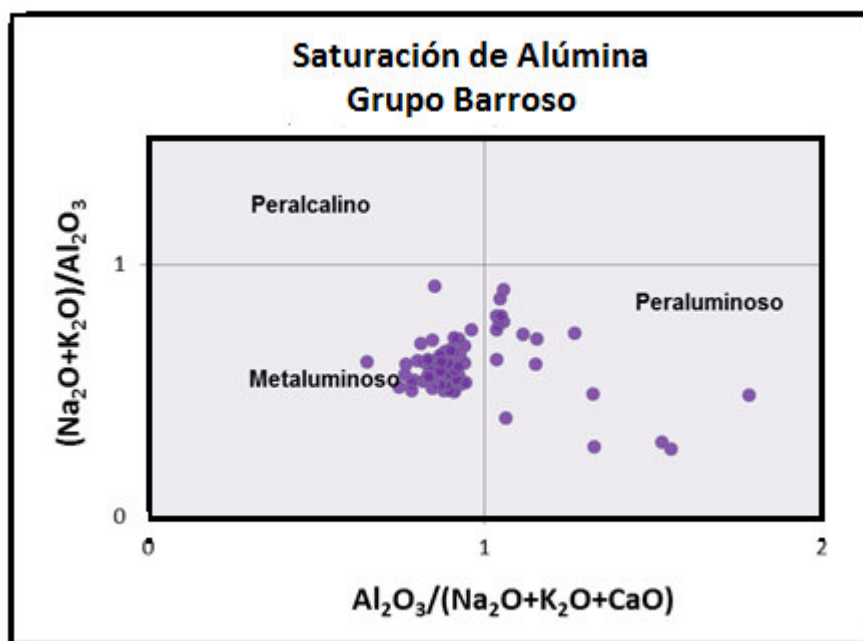


Fig.5.4: Saturación de Alúmina Grupo Barroso

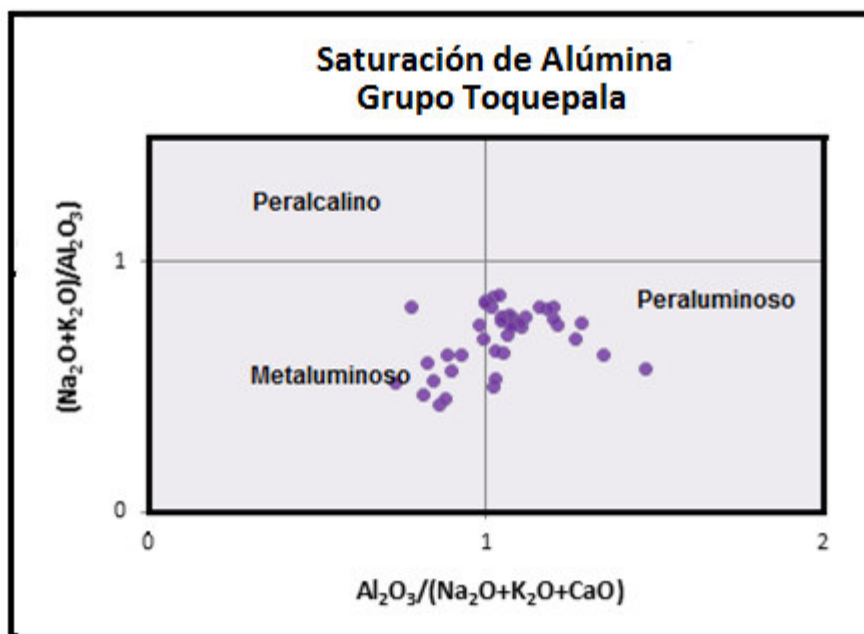


Fig.5.5: Saturación de Alúmina Grupo Toquepala

5.2.1.2 CORRELACIONES DE PEARSON

Las correlaciones de los óxidos mayores en la S.U Challaviento (Tabla 5.4) confirman que hay una buena correlación negativa (que disminuyen con el incremento de la sílice) entre el SiO_2 con TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 , correlación positiva con el K_2O (que incrementa con el aumento de la sílice) y baja correlación con el Na_2O . La alúmina Al_2O_3 tiene una buena correlación positiva con el TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO y P_2O_5 y negativa con K_2O y casi nula con Na_2O .

Las correlaciones en la S.U. Yarabamba (Tabla 5.5) demuestran que el SiO_2 tiene correlaciones negativas muy altas con TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 y muy baja con rangos menores al $r < 0.5$ es decir no hay una buena correlación con Na_2O , solo con alta correlación positiva con K_2O . La alúmina Al_2O_3 tiene una buena correlación positiva con CaO y alta negativa con K_2O y correlaciones bajas menores de $r < 0.5$ con los demás óxidos.

Tabla 5.4 : Matriz de Correlaciones de Pearson Superunidad Challaviento

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1	-.986	-.938	-.941	-.862	-.722	-.967	-.961	.258	.976	-.941
TiO ₂	-.986	1	.878	.938	.930	.722	.958	.917	-.304	-.972	.943
Al ₂ O ₃	-.938	.878	1	.823	.697	.588	.886	.955	-.010	-.928	.911
Fe ₂ O ₃	-.941	.938	.823	1	.837	.895	.875	.840	-.369	-.908	.827
FeO	-.862	.930	.697	.837	1	.641	.831	.721	-.298	-.895	.881
MnO	-.722	.722	.588	.895	.641	1	.606	.581	-.286	-.704	.558
MgO	-.967	.958	.886	.875	.831	.606	1	.961	-.413	-.939	.880
CaO	-.961	.917	.955	.840	.721	.581	.961	1	-.214	-.917	.892
Na ₂ O	.258	-.304	-.010	-.369	-.298	-.286	-.413	-.214	1	.188	-.028
K ₂ O	.976	-.972	-.928	-.908	-.895	-.704	-.939	-.917	.188	1	-.936
P ₂ O ₅	-.941	.943	.911	.827	.881	.558	.880	.892	-.028	-.936	1

En líneas generales existen una muy buena correlación negativa entre la sílice y los demás óxidos y con respecto a la alúmina tiene alta correlación positiva y negativa con los demás óxidos en ambas Superunidades, lo que indica que los intrusivos de las Superunidades Challaviento y Yarabamba se han contaminado en su ascenso probablemente debido a su gran profundidad de origen.

Tabla 5.5: Matriz de Correlaciones de Pearson S. U Yarabamba

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
SiO ₂	1	-.807	-.545	-.951	-.853	-.906	-.944	-.951	.064	.830	-.710
TiO ₂	-.807	1	.073	.925	.646	.842	.744	.621	.015	-.407	.899
Al ₂ O ₃	-.545	.073	1	.296	.354	.402	.409	.644	.261	-.808	.120
Fe ₂ O ₃	-.951	.925	.296	1	.793	.912	.922	.844	-.084	-.664	.833
FeO	-.853	.646	.354	.793	1	.751	.807	.819	-.393	-.709	.499
MnO	-.906	.842	.402	.912	.751	1	.829	.803	-.018	-.672	.829
MgO	-.944	.744	.409	.922	.807	.829	1	.936	-.221	-.785	.636
CaO	-.951	.621	.644	.844	.819	.803	.936	1	-.137	-.918	.535
Na ₂ O	.064	.015	.261	-.084	-.393	-.018	-.221	-.137	1	-.045	.152
K ₂ O	.830	-.407	-.808	-.664	-.709	-.672	-.785	-.918	-.045	1	-.420
P ₂ O ₅	-.710	.899	.120	.833	.499	.829	.636	.535	.152	-.420	1

Las correlaciones de los óxidos mayores en el Grupo Barroso (Tabla 5.6) confirman que hay una buena correlación negativa entre el SiO₂ con TiO₂,

Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO y P_2O_5 , correlación positiva con el K_2O y nula correlación con el Na_2O y MnO . La alúmina Al_2O_3 tiene una buena correlación positiva con el TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO y CaO .

Tabla 5.6: Matriz de Correlaciones del Barroso

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
SiO_2	1	-.889	-.772	-.940	-.695	-.091	-.771	-.835	-.072	.794	-.324
TiO_2	-.889	1	.628	.916	.684	.151	.804	.806	.175	-.637	.497
Al_2O_3	-.772	.628	1	.736	.513	.110	.412	.660	.264	-.788	.157
Fe_2O_3	-.940	.916	.736	1	.790	.131	.814	.888	.242	-.746	.405
FeO	-.695	.684	.513	.790	1	.183	.739	.722	.260	-.482	.370
MnO	-.091	.151	.110	.131	.183	1	.110	.121	.109	-.099	.105
MgO	-.771	.804	.412	.814	.739	.110	1	.765	.132	-.568	.490
CaO	-.835	.806	.660	.888	.722	.121	.765	1	.305	-.664	.421
Na_2O	-.072	.175	.264	.242	.260	.109	.132	.305	1	-.098	.358
K_2O	.794	-.637	-.788	-.746	-.482	-.099	-.568	-.664	-.098	1	-.193
P_2O_5	-.324	.497	.157	.405	.370	.105	.490	.421	.358	-.193	1

Las correlaciones en el Grupo Toquepala (Tabla 5.7) demuestran que el SiO_2 tiene correlaciones muy bajas con rangos menores al $r < 0.5$ es decir no hay una buena correlación con los demás óxidos, solo pero con bajas correlaciones positivas con MnO y K_2O .

Tabla 5.7: Matriz de Correlaciones Grupo Toquepala

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
SiO_2	1	-.168	-.366	.015	.025	.160	-.032	-.087	.114	.089	.204
TiO_2	-.168	1	.296	.898	.807	.712	.371	.900	-.015	-.380	.803
Al_2O_3	-.366	.296	1	.015	-.078	.029	-.458	.078	-.179	.022	-.031
Fe_2O_3	.015	.898	.015	1	.874	.803	.450	.926	.022	-.443	.913
FeO	.025	.807	-.078	.874	1	.701	.464	.788	.107	-.375	.747
MnO	.160	.712	.029	.803	.701	1	.368	.736	.075	-.396	.858
MgO	-.032	.371	-.458	.450	.464	.368	1	.470	.002	-.247	.305
CaO	-.087	.900	.078	.926	.788	.736	.470	1	-.050	-.559	.830
Na_2O	.114	-.015	-.179	.022	.107	.075	.002	-.050	1	-.024	.097
K_2O	.089	-.380	.022	-.443	-.375	-.396	-.247	-.559	-.024	1	-.338
P_2O_5	.204	.803	-.031	.913	.747	.858	.305	.830	.097	-.338	1

En líneas generales existen una muy buena correlación negativa entre la sílice y los demás óxidos en el Grupo Barroso y muy baja correlación positiva y negativa en el Grupo Toquepala, y las Superunidades intrusivas lo que indica que se han contaminado en su ascenso y probablemente debido a su mayor profundidad de su origen

5.2.1.3 DIAGRAMAS DE HARKER

Los diagramas donde se grafican óxidos contra SiO_2 son conocidos como diagramas de variación tipo Harker (1909) En este caso, se grafica el SiO_2 en el eje-**X** contra los óxidos mayores más relevantes en el eje-**Y**.

El contenido de SiO_2 en la Superunidad Challaviento varía entre 55 y 73% en peso, valores ligeramente más alto respecto a la Superunidad Yarabamba cuyo contenido varía de 51 a 71% en peso

Las concentraciones de elementos mayoritarios o mayores entre estos dos Grupos de rocas intrusivas hay un ligero predominio en abundancia promedio en la Superunidad Challaviento en SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O y en la Superunidad Yarabamba TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , K_2O y P_2O_5 (Tabla 5.8).

Entre los óxidos mayores en la S.U Challaviento, varían TiO_2 entre 0.23 y 0.88%, Al_2O_3 entre 14 y 17%; el Fe_2O_3 de 1.74 y 7.65%, FeO de 0.46 y 4.22%; MnO de 0.06 a 0.12%, MgO de 0.49 a 3.70%, CaO de 1.82 a 7.26%, Na_2O de 2.82 a 3.66%, K_2O de 2.30 a 4.18%, y P_2O_5 de 0.04 a 0.21%.

En la Superunidad Yarabamba, las variaciones son: TiO_2 de 0.44 a 1.25%, el Al_2O_3 de 13.8 a 17.5%, Fe_2O_3 de 2.98 a 9.20%, el FeO de 0.07 a 5.7%, MnO de 0.02 a 0.16%, MgO de 0.31 a 4.03%, CaO de 1.0 a 7.10%, Na_2O de 2.54 a 4.41, K_2O de 1.65 a 6.08% y P_2O_5 de 0.1 a 0.47%.

En la S.U Challaviento el Fe total ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) varia de 2.20 a 11.87%, los álcalis $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de 5.10 a 10.92% y los alcalinotérreos $\text{CaO}+\text{MgO}$ entre 2.31

a 10.96% y en la Superunidad Yarabamba, el Fe total varía de 3.05 a 14.91%, los álcalis entre 4.19 a 10.49% y los alcalinotérreos de 1.31 a 11.13%. (Fig.5.8).

Tabla 5.8: Promedios de abundancias de los Óxidos en %

Óxidos	Superunidad Challaviento			Superunidad Yarabamba		
	Mínimo	Máximo	Media	Mínimo	Máximo	Media
SiO ₂	55.75	73.22	61.97	51.65	71.52	61.73
TiO ₂	0.23	0.88	0.65	0.44	1.25	0.74
Al ₂ O ₃	14.23	16.93	15.93	13.83	17.49	15.54
Fe ₂ O ₃	1.74	7.65	4.93	2.98	9.20	5.53
FeO	0.46	4.22	2.59	0.07	5.71	2.85
MnO	0.06	0.12	0.08	0.02	0.16	0.10
MgO	0.49	3.70	2.54	0.31	4.03	2.12
CaO	1.82	7.26	4.91	1.00	7.10	4.25
Na ₂ O	2.82	3.66	3.34	2.54	4.41	3.28
K ₂ O	2.30	4.18	2.92	1.65	6.08	3.66
P ₂ O ₅	0.04	0.21	0.15	0.10	0.47	0.21

Las concentraciones de elementos mayores entre estos dos Grupos de rocas volcánicas hay un predominio en abundancia promedio en el Grupo Barroso en Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, TiO₂, MnO, MgO, CaO, Na₂O y en el Grupo Toquepala solo en SiO₂ y K₂O. (Tabla 5.9).

El contenido de SiO₂ en el Grupo Toquepala varía de 51 a 78% en peso y ligeramente menor en el Grupo Barroso que varía de 50 a 75% en peso.

Entre los óxidos mayores en el Grupo Toquepala, Al₂O₃ entre 11.5 y 18%; el Fe₂O₃ de 0.27 y 11%, FeO de 0.10 y 11%; MgO de 0.05 a 4.04%, CaO de 0.10 a 7.42%, Na₂O de 2.03 a 4.23% y K₂O de 1.78 a 7.07%, TiO₂ de 0.09 a 1.52%, MnO de 0.01 a 0.21% y P₂O₅ de 0.01 a 1.00%

Mientras que el Grupo Barroso, el Al₂O₃ de 13 a 20%, Fe₂O₃ de 0,24 a 8,9%, el FeO de 1 a 4.4%, CaO de 0.10 a 7.34%, MgO de 0.02 a 7.29%, Na₂O de 1.01 a 4.56, K₂O de 0.57 a 5,23% y P₂O₅ 0.02 a 1.00%.

En el Grupo Toquepala el Fe total ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) varía de 0.37-17.13%, los álcalis $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de 3.8 a 11.3% y los alcalinotérreos $\text{CaO}+\text{MgO}$ entre 0.15 a 11.5% y en el Grupo Barroso, el Fe total varía de 1.24-11.39%, los álcalis entre 1.58 a 9.79% y los alcalinotérreos de 0.12 a 14.63%.

En estos diagramas de variación de elementos mayores se puede observar que las rocas analizadas presentan tendencias de correlaciones negativas para el TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 con respecto al SiO_2 , en las Superunidad Challaviento, Yarabamba, y Grupo Barroso mientras que el K_2O y Na_2O tienen correlación positiva más marcada en Superunidad Challaviento que en la Superunidad Yarabamba, y el Grupo Barroso, mientras que el Grupo Toquepala no tiene buena correlación con los óxidos mayores sólo con el K_2O y MnO .

Estos rangos de variación sugieren un grado de evolución por cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos y plagioclasas cálcicas. Las correlaciones negativas entre el SiO_2 y P_2O_5 y TiO_2 corroboran también la evolución por cristalización fraccionada en ambos Grupos de volcánicos, tan igual suposición para los intrusivos de las Superunidades.

Tabla 5.9: Promedio de abundancias de óxidos en %						
Óxidos	Grupo Toquepala			Grupo Barroso		
	Mínimo	Máximo	Media	Mínimo	Máximo	media
SiO_2	51.68	77.96	68.59	49.77	75.31	61.36
TiO_2	0.09	1.52	0.42	0.02	1.35	0.74
Al_2O_3	11.55	18.28	14.05	12.88	19.86	15.96
Fe_2O_3	0.27	11.12	3.17	0.24	8.88	5.20
FeO	0.10	6.01	0.98	1.00	4.39	1.83
MnO	0.01	0.21	0.08	0.00	9.00	0.20
MgO	0.05	4.04	1.05	0.02	7.29	2.20
CaO	0.10	7.42	2.28	0.10	7.34	4.32
Na_2O	2.03	4.23	3.33	1.01	4.56	3.63
K_2O	1.78	7.07	3.93	0.57	5.23	3.21
P_2O_5	0.01	1.00	0.15	0.02	1.00	0.25

La caracterización geoquímica de los elementos mayores a través de los diagramas Harker se interpreta como un fraccionamiento lineal independiente para los dos Grupos de Volcánicos fuertemente marcado en el punto 68% de SiO_2 en Toquepala y 61% en SiO_2 en el Barroso y también para las dos Superunidades de Challaviento en 62% de SiO_2 y 61.7% en SiO_2 en la Yarabamba (Fig. 5.7, 5.8, 5.9, 5.10).

En ambos Grupos y Superunidades muestran un fraccionamiento de K en el tiempo, enriqueciéndose de este álcali con el incremento de la sílice, mientras que los demás óxidos disminuyen con el incremento de la sílice (Fig. 5,6 y 5.11).

El empobrecimiento del Mg se debe probablemente a su incorporación en la cristalización de los ortopiroxenos, así el Al como el Ca y Na que son asimilados por las plagioclasas. La disminución de Fe y Ti se debe a su asimilación a la magnetita, mientras que el K se comporta como elemento incompatible al inicio de allí su enriquecimiento con el incremento de la sílice y esto probablemente se deba a la formación de muscovita y ortosa en rocas más félsicas.

Los rangos de variación del MgO , Fe_2O_3 y CaO sugieren un grado de evolución por cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos y plagioclasas cálcica. Las correlaciones encontradas entre SiO_2 y P_2O_5 y TiO_2 corroboran también la evolución por cristalización fraccionada.

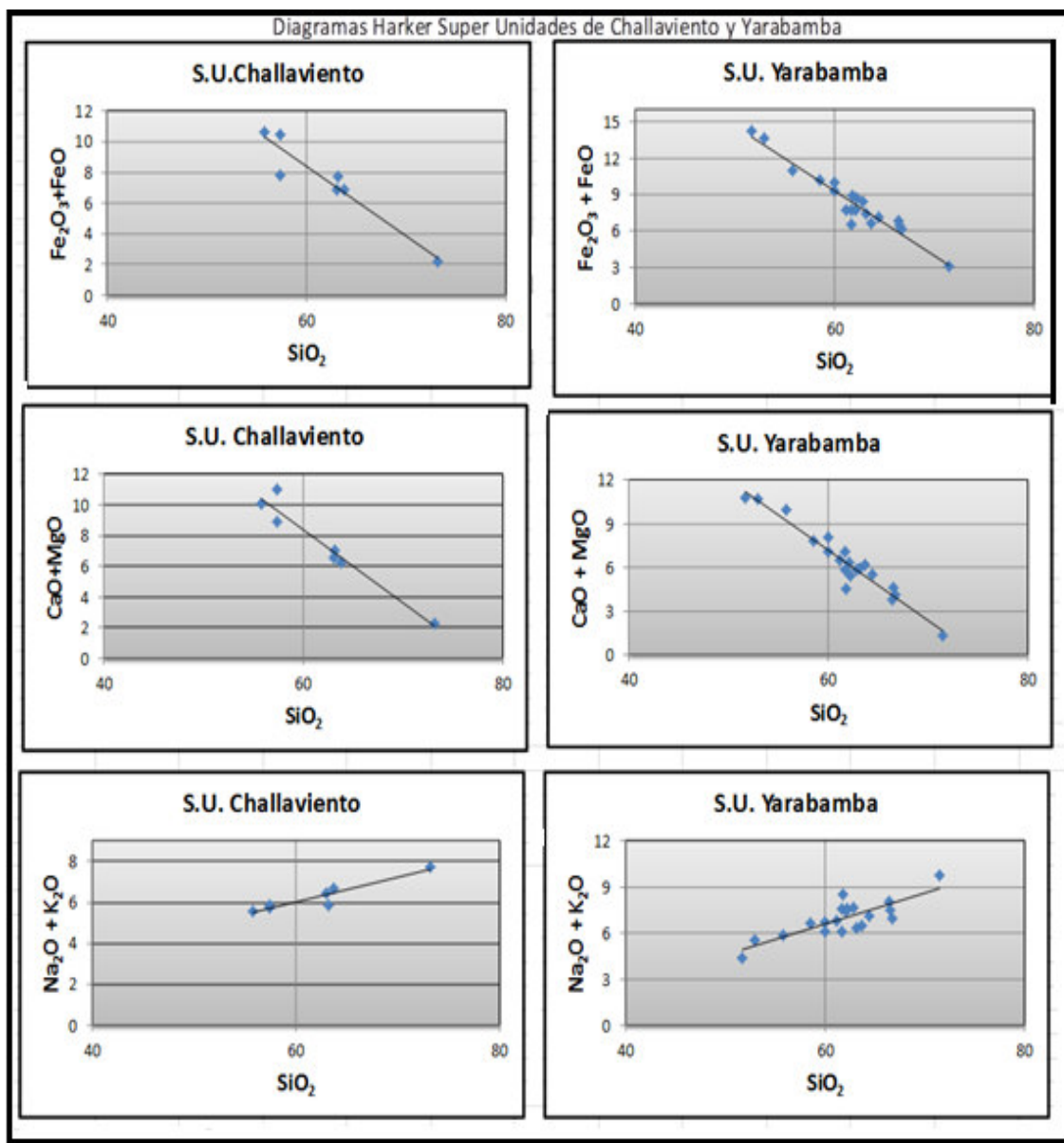


Fig.5.6: Diagrama Harker Challaviento y Yarabamba

Con respecto a los diagramas Harker de la sumatoria de los óxidos $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{CaO} + \text{MgO}$, y $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Fig.5.6) se observa que en las dos Superunidades, que los elementos $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$, $\text{Ca} + \text{Mg}$ disminuyen con el incremento de la sílice, sucediendo lo contrario con el $\text{Na} + \text{K}$.

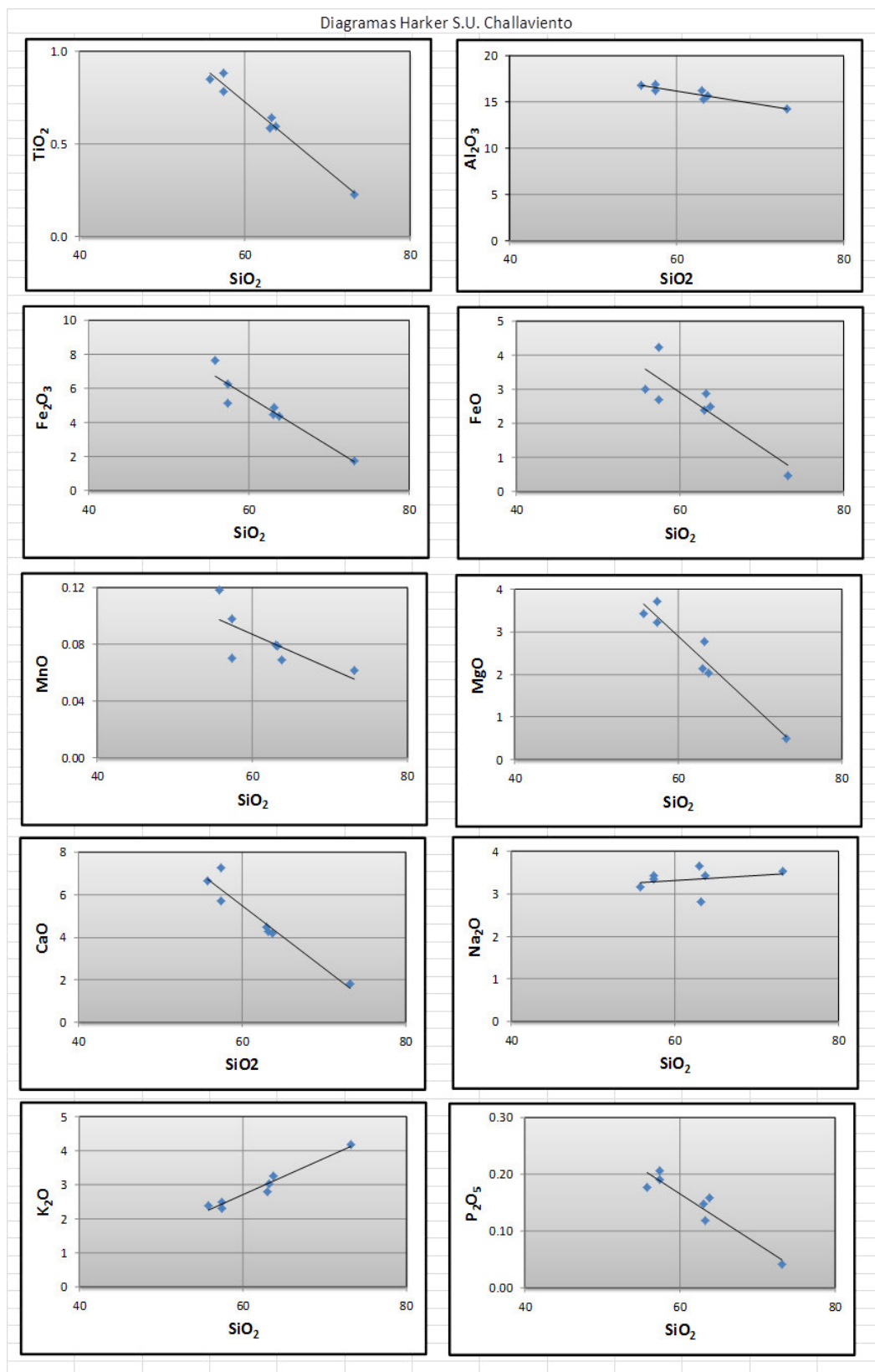


Fig.5.7: Diagrama Harker de la Superunidad Challaviento

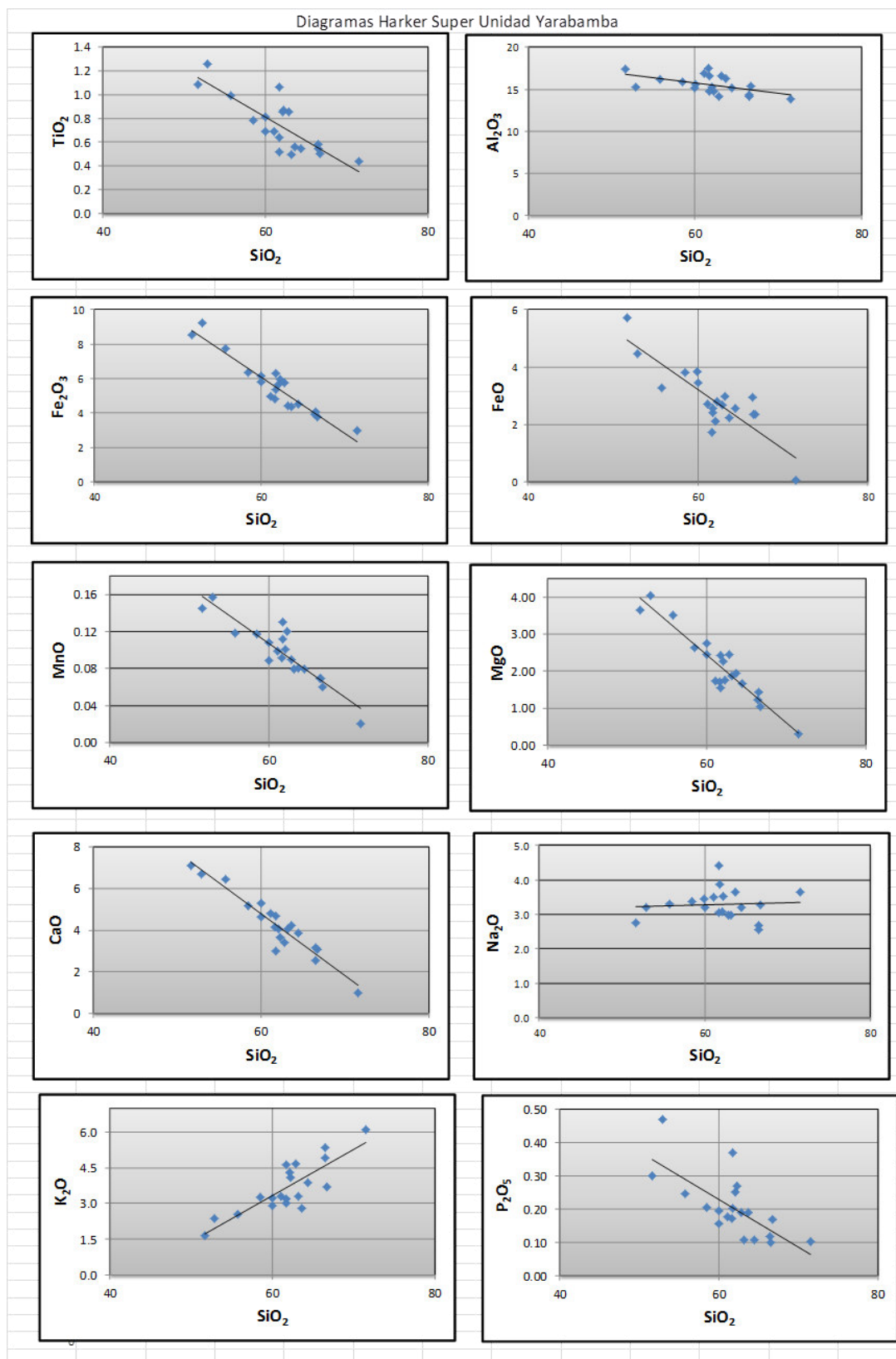


Fig. 5.8: Diagrama Harker de la Superunidad Yarabamba

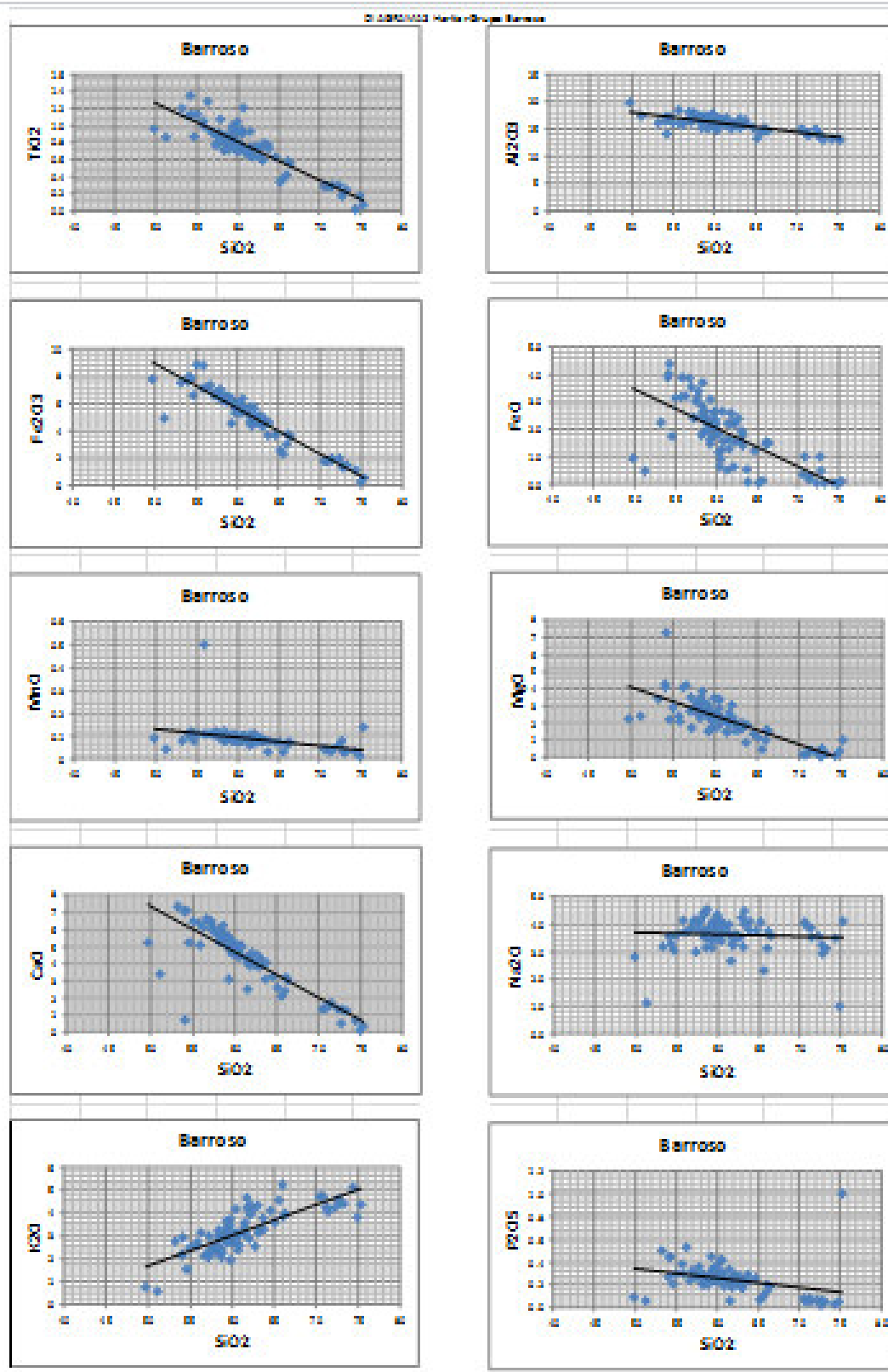


Fig. 5.9: Diagrama Harker del Grupo Barroso

DIAGRAMA DE HARKER GRUPO TOQUEPALA

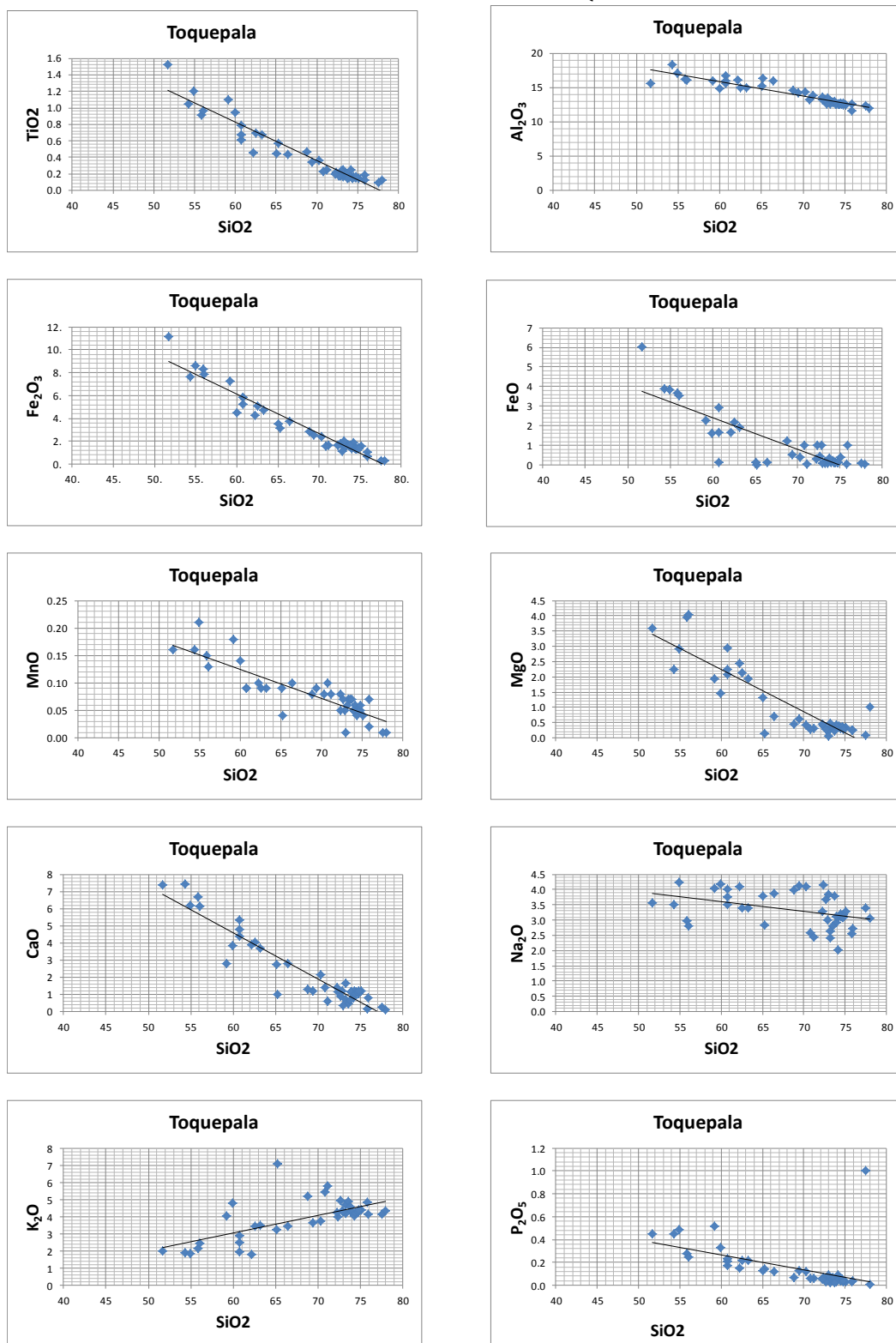


Fig.5.10: Diagrama Harker del Grupo Toquepala

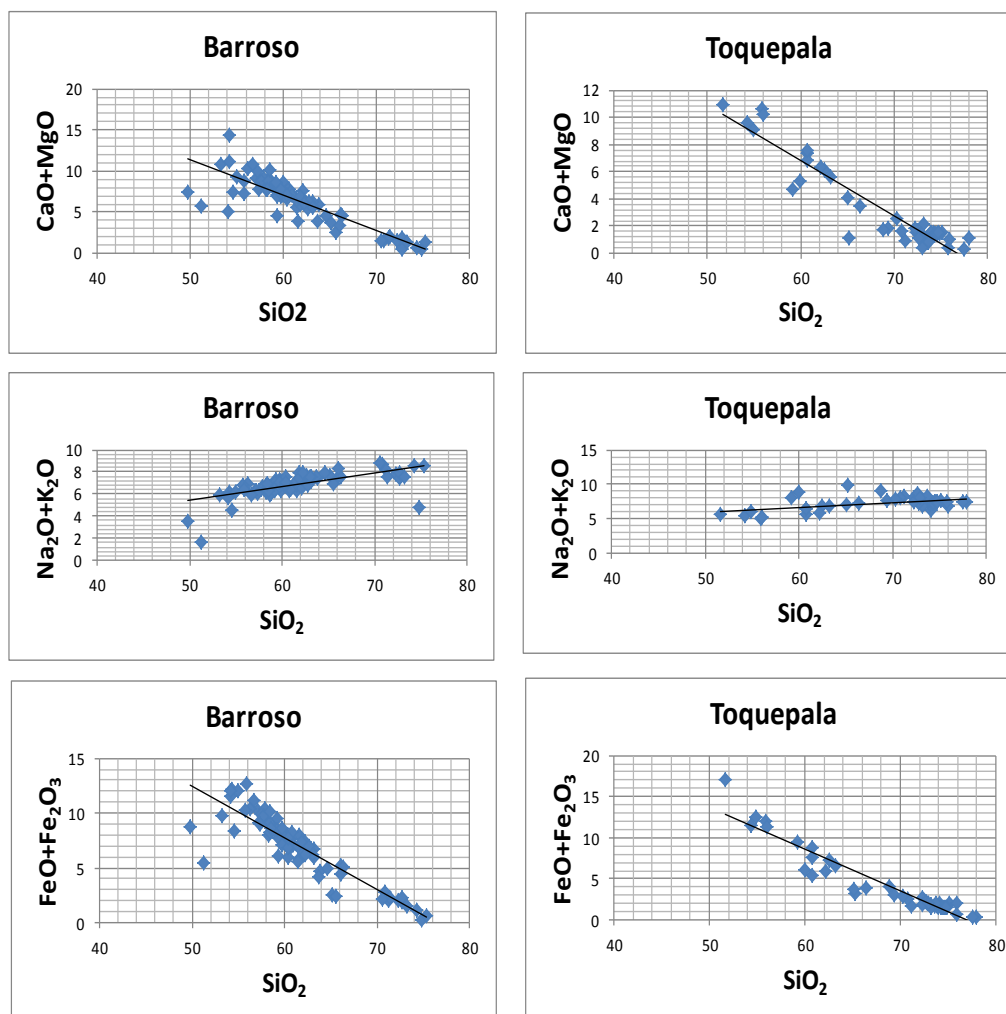


Fig. 5.11: Diagrama Harker del Grupo Toquepala y Barroso

5.2.1.4 DIAGRAMA SÍLICE VS ÁLCALIS TOTAL -TAS–

La clasificación química y nomenclatura de las rocas plutónicas usando el diagrama TAS por sus siglas en inglés, de Cox et al (1979) adaptada por Wilson (1989) para rocas plutónicas y cuyos límites no son consistentes con el diagrama de Le Maître (1989) para rocas volcánicas (Rollinson, H. 1993).

La Superunidad Yarabamba según el Diagrama TAS (Fig. 5.12) muestra una alta diferenciación que abarca desde el campo de los gabros (5%) seguido de

las dioritas (5%) y monzonita (40%), luego de una serie de rocas de naturaleza tonalita (20%), granodiorita (25%) y en menor proporción el granito (5%), en líneas generales está constituida de mayormente de rocas intermedias a ácidas (Tabla 5.10). La Superunidad Challaviento según el Diagrama TAS (Fig.5.13) muestra una alta diferenciación magmática que abarca mayormente el campo de las tonalita (42.86%) seguido de una serie de rocas de naturaleza granodiorita (42.86%) y en menor proporción rocas ácidas como el granito (14.3%) en líneas generales está constituida de rocas félsicas (Tabla 5.10).

Tabla 5.10 : Litologías de las Superunidades				
	Challaviento		Yarabamba	
Litología	Cantidad	%	Cantidad	%
Granito	1	14.3	1	5
Granodiorita	3	42.9	5	25
Tonalita	3	42.8	4	20
Monzonita			8	40
Diorita			1	5
Gabro			1	5
Total	7	100	20	100

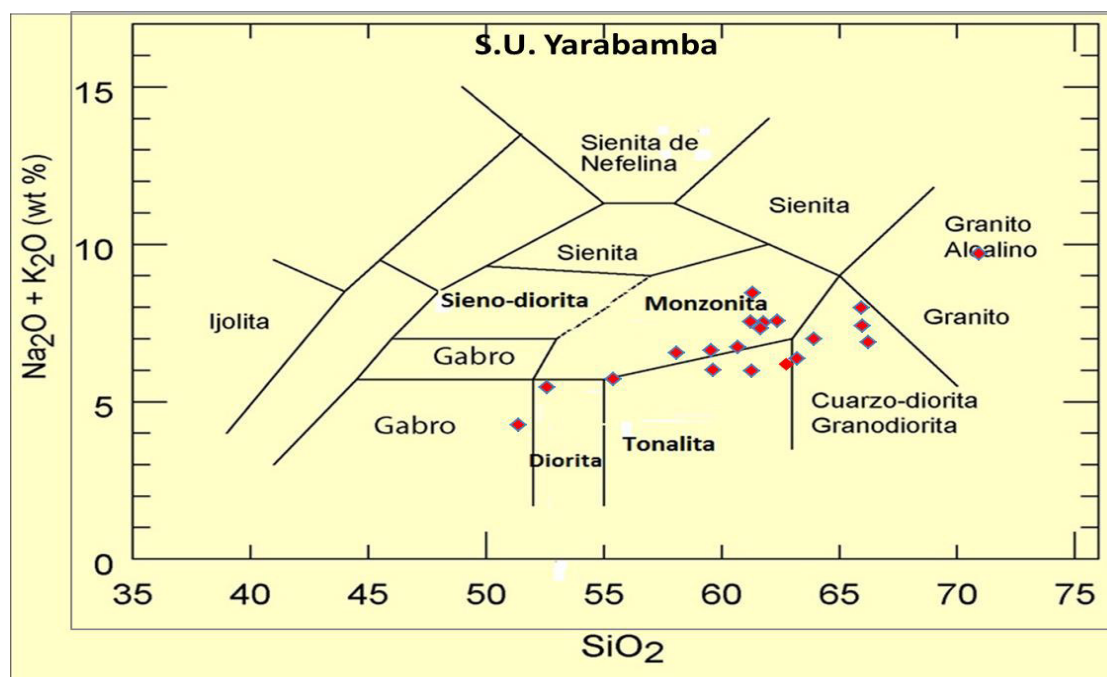


Fig. 5.12: Diagrama TAS de Cox y Wilson de la Superunidad Yarabamba

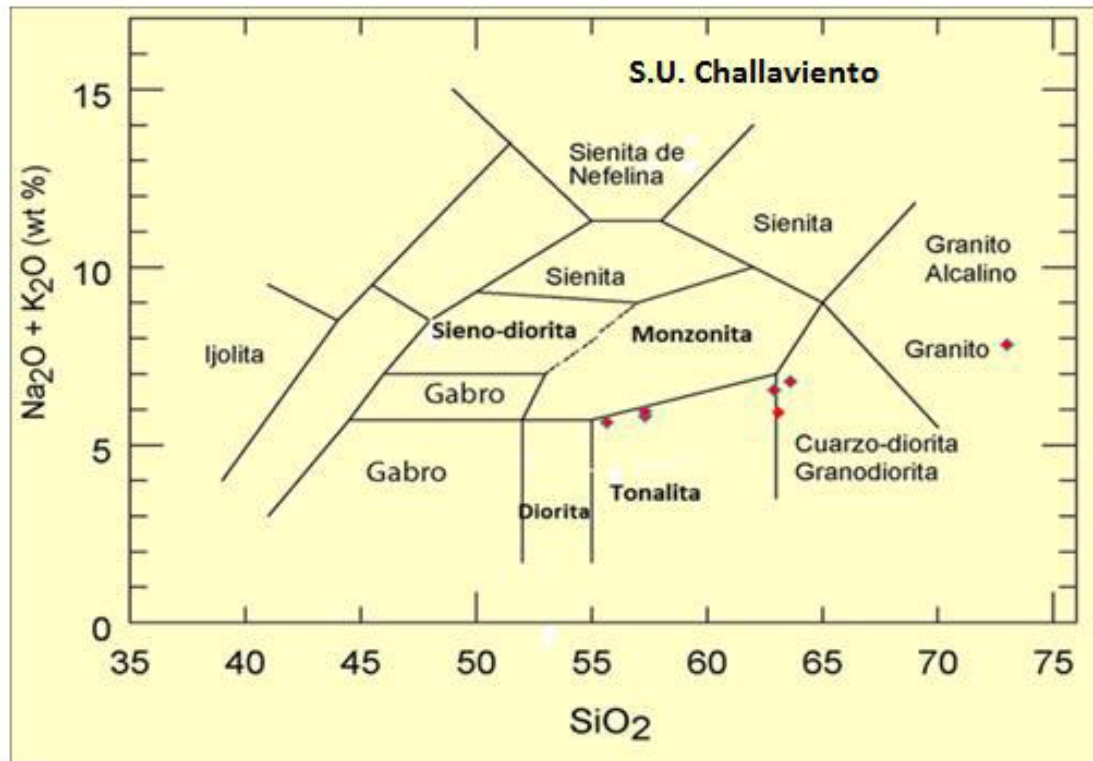


Fig. 5.13: Diagrama TAS de Cox y Wilson de la Superunidad Challaviento

El Grupo Toquepala según el Diagrama TAS (Fig.5.14) muestra una alta diferenciación que abarca traquibasalto, traquiandesita basáltica/andesita basáltica, andesita/traquiandesita, y mayormente rocas desde la dacita/traquidacita (18%) y riolitas (64%) (> 70% de SiO_2) (Tabla 5.11); en líneas generales está constituida mayormente de rocas ácidas.

El Grupo Barroso según el Diagrama TAS (Fig.5.15) muestra una menor diferenciación que el Grupo Toquepala que abarca mayormente el campo de las traquiandesitas/andesita y andesita basáltica/traquiandesitas basálticas con sílice (51 a 63% de SiO_2) seguido de una serie de rocas de naturaleza dacítica/traquidacita y en menor proporción el campo de las riolitas (Tabla 5.11), en líneas generales está constituida de rocas intermedias.

Tabla 5.11: Litologías de los Grupos				
Litología	Grupo Toquepala		Grupo Barroso	
	Cantidad	%	Cantidad	%
Riolita	28	64	12	14.8
Dacita/traquidacita	8	18.2	16	19.7
Andesita/traquiandesita	3	6.6	44	54.3
Traquiandesita Bas/and. basáltica	4	9	9	11.2
Traquibasalto	1	2.2	0	0
Total	44	100	81	100

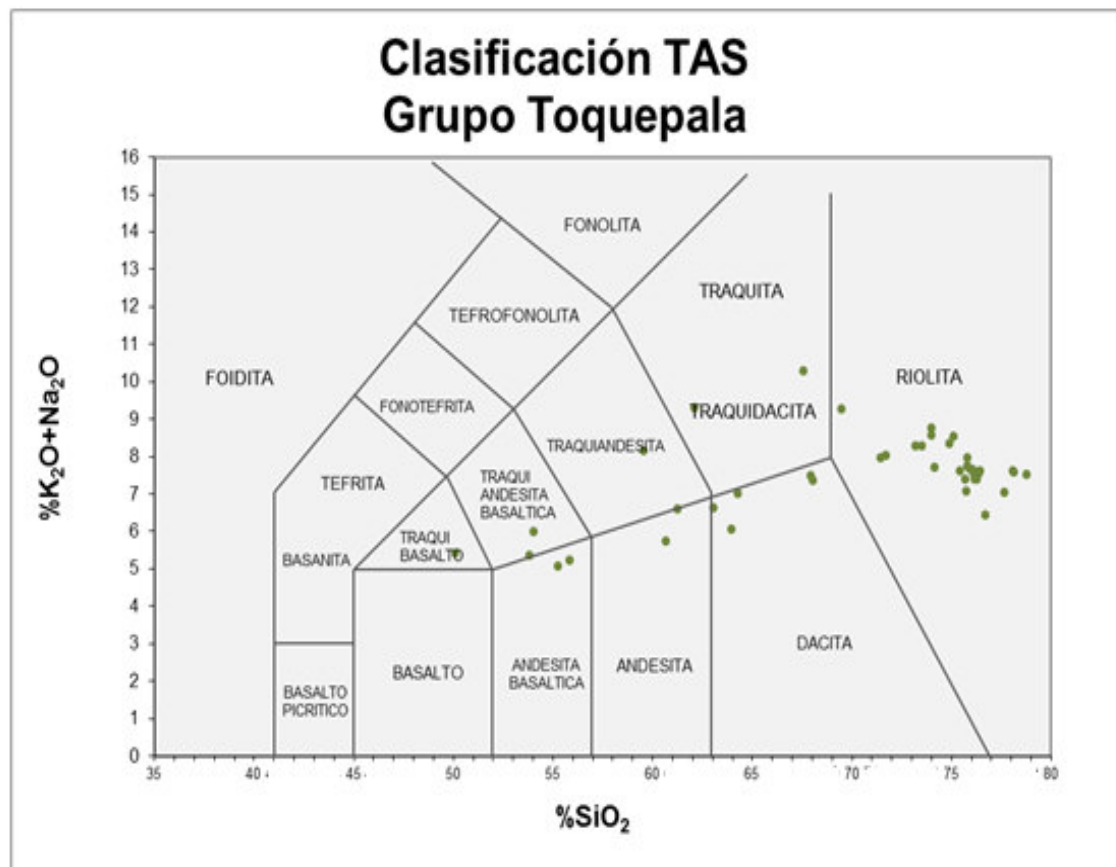


Fig. 5.14: Diagrama TAS de Le Maitre (1989) del Grupo Toquepala.

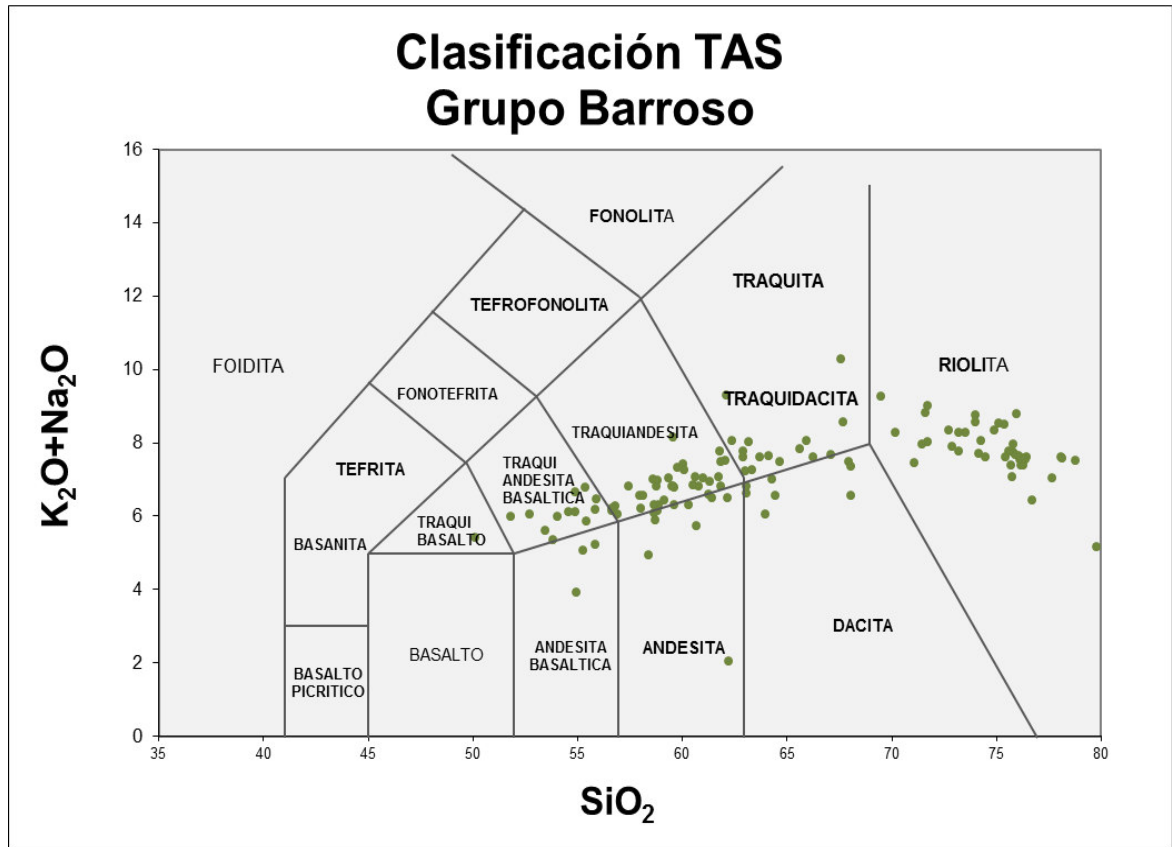


Fig. 5.15: Diagrama TAS de Le Maitre (1989) del Grupo Barroso.

5.2.1.5 DIAGRAMA R1-R2

El Diagrama R1-R2 de De la Roche et al. (1980) propone un esquema de clasificación para rocas plutónicas basado en la proporción de milicaciones. Aunque el diagrama R1-R2 es poco popular debido a los límites curvilíneos de los campos y a los parámetros R1 y R2 que no tienen ningún significado inmediato, se le considera como muy útil y preciso ya que para introducir los análisis en el diagrama se utilizan ocho variables (elementos mayores) como parámetros. Esto es importante, ya que involucra mayor cantidad de elementos al usar el diagrama, arrojando una clasificación más precisa y robusta. Los autores de este diagrama aseguran que el Diagrama R1-R2 es más sencillo en

su utilización que un diagrama de la norma CIPW (**C**ross, **I**ddings, **P**irson, **W**ashington). Los parámetros R1 y R2 se obtienen de las siguientes fórmulas:

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti);$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

Los valores en milicaciones de ambas Superunidades se muestran en la Tabla 5.12.

Tabla 5.12 : Proporciones Milicatiónicas de Superunidades Challaviento y Yarabamba							
Challaviento		Yarabamba					
R1	R2	R1	R2	R1	R2	R1	R2
1931	1090	1835	933	1695	766	1813	870
2285	895	1924	1008	2190	690	1642	1180
2053	902	1961	394	2101	944	1404	687
1733	1211	2171	850	1727	914	1448	1215
2074	856	1680	1283	2046	793	1802	764
2587	498	2245	681	2102	867	1650	995
1828	1293	2029	611	1810	847		

La Superunidad Challaviento de acuerdo al diagrama R1-R2 (Fig. 5.16) las muestras caen en los campos del gabro, diorita, tonalita y monzogranito, y la Superunidad Yarabamba de acuerdo al mismo diagrama (Fig. 5.17) cae en los campos del granito alcalino, monzogranito, granodiorita, cuarzo-monzonita, monzodiorita y monzonita lo que muestra una gran variedad petrográfica.

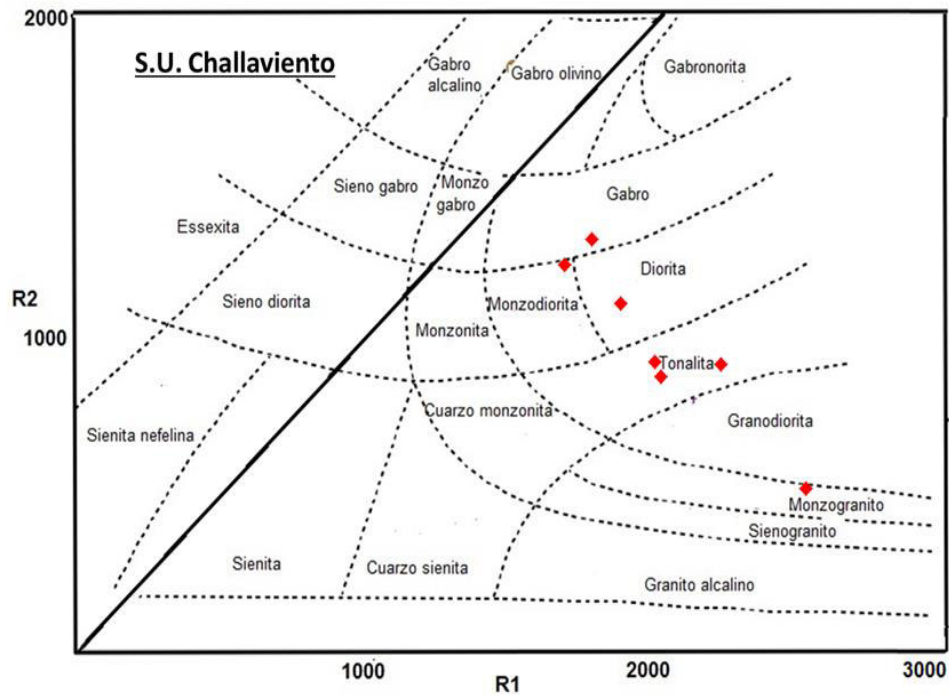


Fig. 5.16: Clasificación de milcaciones R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) para la Superunidad Challaviento

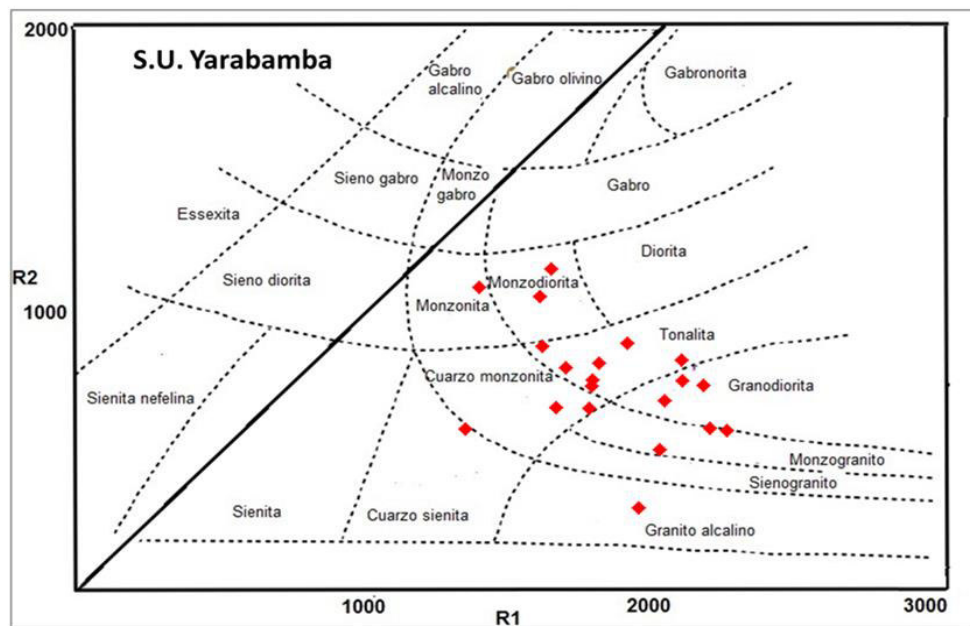


Fig. 5.17: Clasificación de milcaciones R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) para la Superunidad Yarabamba

5.2.1.6 DIAGRAMA TAS: SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ DE COX Y WILSON

La clasificación química y nomenclatura de rocas plutónicas usando el diagrama TAS alcalis total vs sílica de Cox et.al. 1979 adaptada por Wilson (1989) para rocas plutónicas. La línea curva oscura subdivide a las rocas en alcalinas y subalcalinas.

La subdivisión de las rocas intrusivas en alcalinas y subalcalinas (toleíticas) se obtiene sobre un diagrama de álcalis vs sílice.

Las rocas de la Superunidad Challaviento de acuerdo al Diagrama de Irvine-Baragar SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 5.18) corresponden mayormente a la serie subalcalina. Las rocas de la Superunidad Yarabamba (Fig. 5.19) corresponden mayormente a la serie subalcalina, aunque existen algunas pocas rocas alcalinas. Las rocas del Grupo Toquepala (Fig. 5.20) corresponden mayormente a la serie subalcalina aunque hay rocas de la serie alcalina y las rocas del Grupo Barroso (Fig. 5.21) corresponde mayormente a la serie subalcalina aunque existen rocas de la serie alcalina.

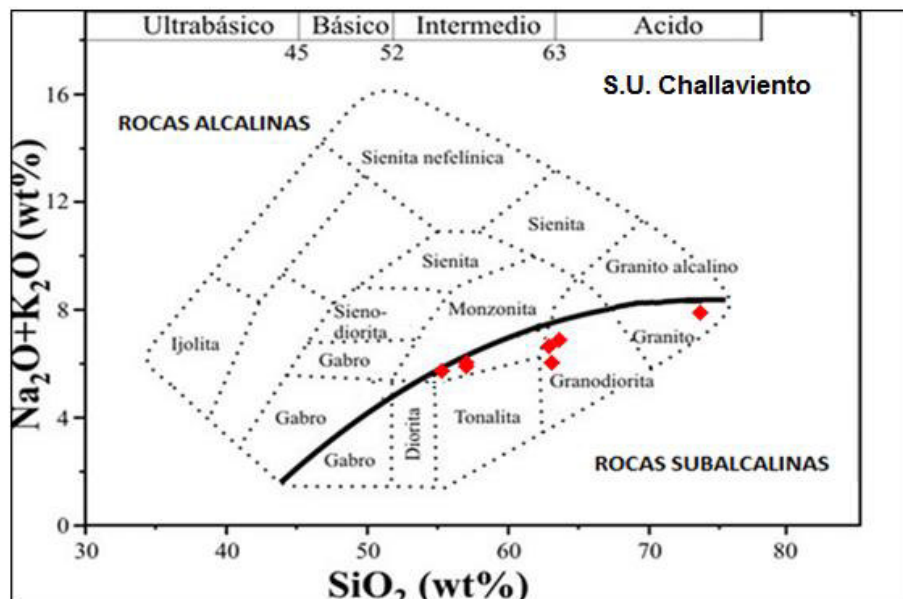


Fig. 5.18: Diagrama de Cox y Wilson para rocas plutónicas: SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ en Superunidad Challaviento

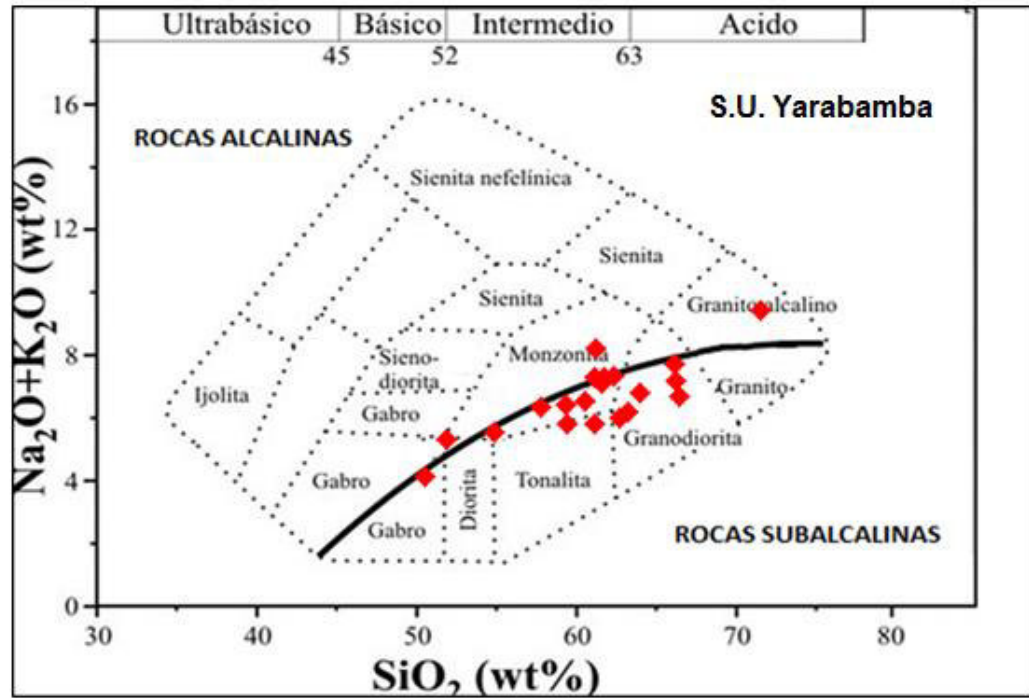


Fig 5.19: Diagrama de Cox y Wilson para rocas plutónicas SiO_2 vs $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$
Superunidad Yarabamba.

Diagrama TAS para rocas Volcánicas

El diagrama TAS de Irvine y Baragar (1971) es utilizada para clasificar las rocas volcánicas en alcalinas y subalcalinas y se observa que la mayoría de las muestras caen en el campo de las rocas subalcalinas y algunas en el campo alcalino.(Figs. 5.20 y 5.21)

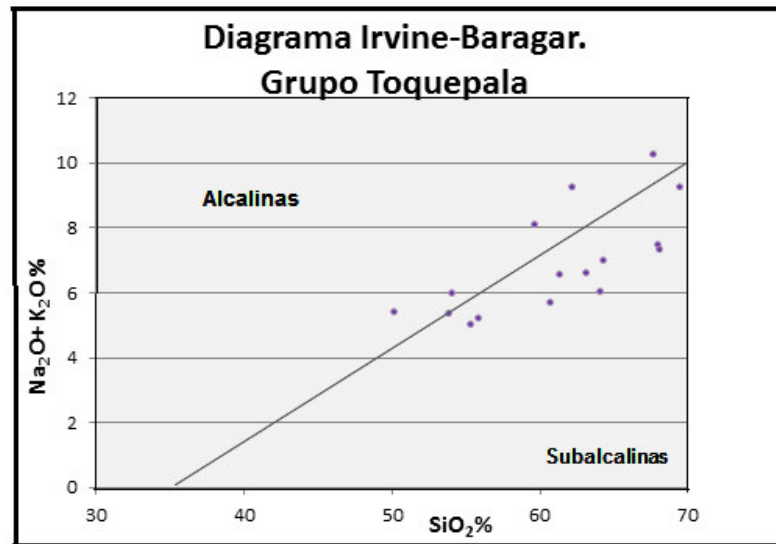


Fig. 5.20: Diagrama Irvine-Baragar del Grupo Toquepala

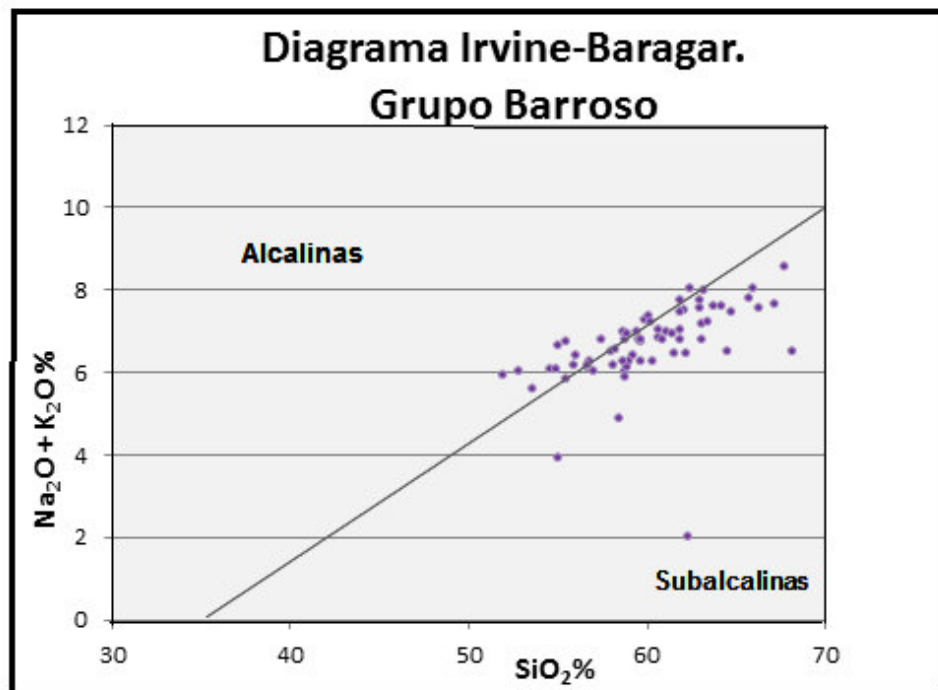


Fig. 5.21: Diagrama Irvine-Baragar del Grupo Barroso

5.2.1.7 DIAGRAMA DE RINGWOOD: SiO_2 vs K_2O

Las rocas subalcalinas obtenidas por el Diagrama de Irvine–Baragar se subdividen usando el diagrama K_2O vs sílice en rocas de la serie calcoalcalina de baja, media y alto potasio.

Con respecto al Diagrama de SiO_2 vs K_2O de Ringwood (1989) y Le Maitre (1989) (Fig.5.22), la clasificación geoquímica de las rocas subalcalinas según Peccerillo y Taylor (1976) se determina los campos de la serie calcoalcalina de medio y alto potasio y el campo de bajo potasio está referido a las rocas toleíticas.

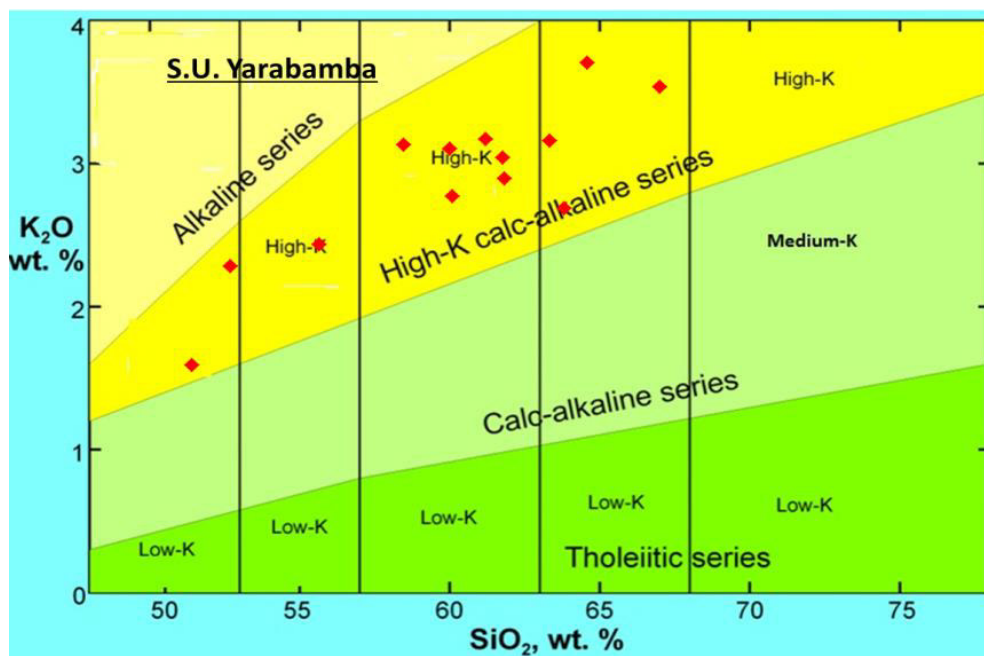


Fig. 5.22: Diagrama de clasificación de las rocas subalcalinas de la Superunidad Yarabamba

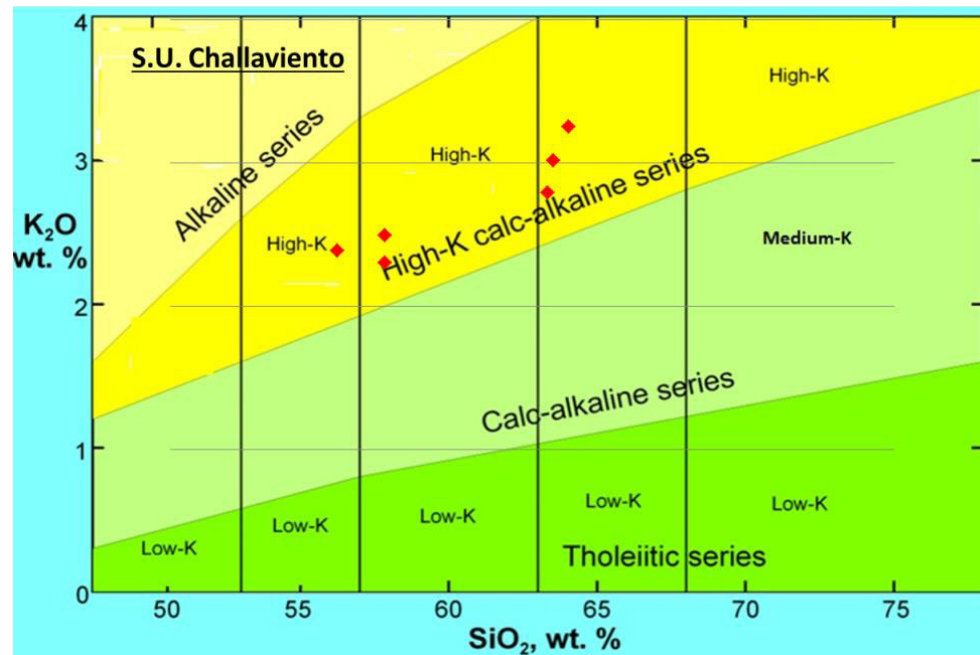


Fig. 5.23: Diagrama de clasificación de las rocas subcalcinas de la Superunidad Challaviento

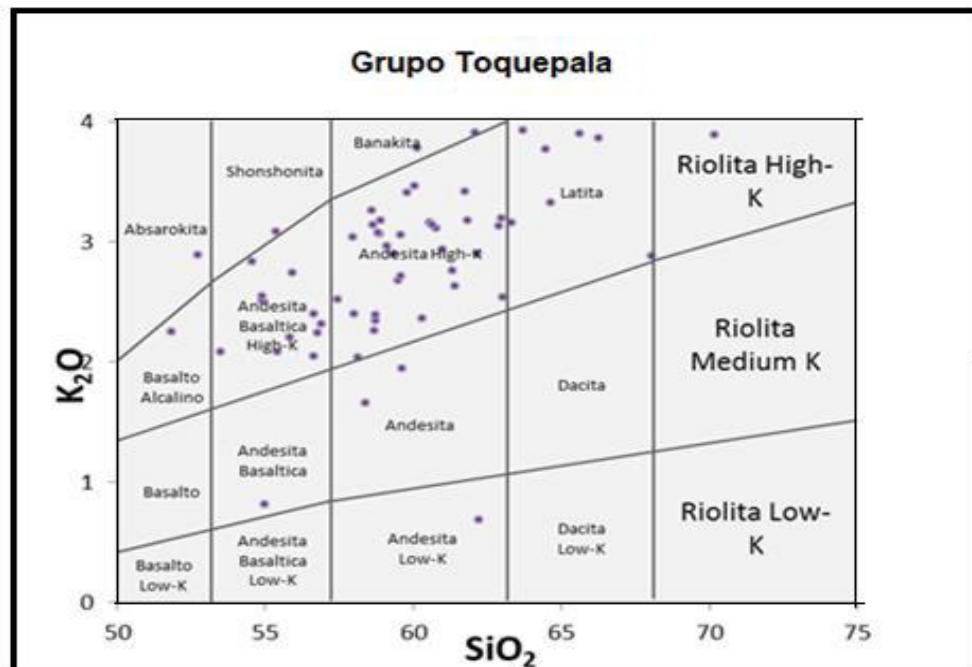


Fig. 5.24: Diagrama de clasificación de las rocas subcalcinas del Grupo Toquepala.

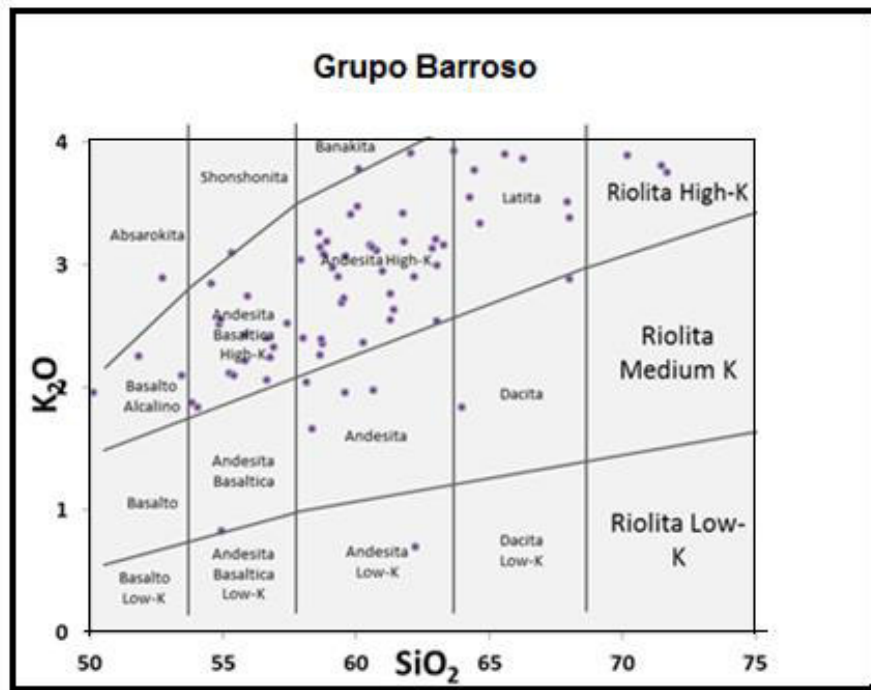


Fig.5.25: Diagrama de clasificación de las rocas subalcalinas del Grupo Barroso.

La Superunidad Yarabamba (Fig.5.22), la Superunidad Challaviento (Fig.5.23), el Grupo Toquepala (Fig.5.24) y el Grupo Barroso (Fig.5.25), le corresponden la clasificación geoquímica de las rocas de la serie calcoalcalina de alto potasio. En líneas generales las rocas intrusivas y volcánicas son subalcalinas de la serie calcoalcalina de alto potasio, esta característica pudiera reflejar el incremento del grado de contaminación cortical de márgenes continentales activas (Wilson, 1989).

5.2.2 CÁLCULOS Y DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS TRAZA Y TIERRAS RARAS.

Los elementos traza son aquellos elementos que no forman parte de la fórmula de los minerales que los contienen por ser considerados extraños, cuya

concentración se encuentra por debajo del 0.1%. Los elementos desde el punto de vista de la petrología ígnea que son considerados trazas son: Rb, Ba, Pb, Sr, La-Lu, Th, U, Y, Zr, Hf, Ta, Cu, Co, Ni, Sc, V y Cr. Estos elementos en concentraciones tan bajas que no afecta significativamente las reacciones entre las fases principales del sistema (elemento “pasivo” cuyo comportamiento en el sistema no depende de su concentración).

En la geoquímica se consideran también a las Tierras Raras –REE-(por sus siglas en inglés: Rare Earth Element): La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. También se incluyen a los actínidos: U y Th, el Th tiene valencia (+4) y el U puede tener (+4) o (+6) (en condiciones oxidantes). El Y (metal de transición) se comporta de manera similar a las tierras raras medias-pesadas.

Las Tierras Raras tienen bajas electronegatividades y enlaces iónicos (como los álcalis). Su carga iónica es alta (+3), aunque Ce puede ser (+4) (en condiciones oxidantes) y Eu (+2) (en condiciones reductoras), debido a su alto potencial iónico (carga/radio). Los actínidos el Th y el U⁺⁴: tienden a ser insolubles en fluidos acuosos y no se movilizan durante el metamorfismo y/o el intemperismo.

5.2.2.1 Diagrama de Tierras Raras Normalizados

Los promedios de abundancia de Tierras Raras tanto en las Superunidades intrusivas y Grupos volcánicos fueron normalizados de acuerdo al “Índice de los condritos de Wakita”,(Tabla 5.13) con el fin de evitar el efecto Oddo-Harkins (los elementos de número atómico par son más abundantes que los contiguos de número atómico impar), se normalizan las abundancias de las tierras raras en las rocas a las que presentan en las condritas (meteoritos); en la literatura se dan varios valores de las abundancias de tierras raras en condritas (Tabla 5.13), de acuerdo a diversos autores. Usando la formula siguiente se normalizan los valores:

$$\text{Lantano "normalizado"} = \frac{\text{Abundancia en roca}}{\text{valor en meteorito}} = \frac{34.71}{0.34} = 102.09$$

Una vez normalizados los valores de todas las Tierras Raras se proyectan en la ordenada en logaritmo de base 10 (en un papel o gráfico semilogaritmo).

T.R	1	2	3	4	5	6	7	8
La	0.34	0.33	0.378	0.329	0.2446	0.31	0.367	0.708
Ce	0.91	0.88	0.976	0.865	0.6379	0.808	0.957	1.833
Pr	0.121	0.112	N	N	0.0964	0.122	0.711	0.278
Nd	0.64	0.6	0.716	0.63	0.4738	0.6	0.231	1.366
Sm	0.195	0.181	0.23	0.203	0.154	0.195	0.87	0.444
Eu	0.073	0.69	0.087	0.077	0.058	0.0735	0.306	0.168
Gd	0.26	0.249	0.311	0.276	0.2043	0.259	0.058	0.595
Tb	0.047	0.047	N	N	0.0375	0.0474	0.381	0.108
Dy	0.3	N	0.39	0.343	0.2541	0.322	0.085	0.737
Ho	0.078	0.07	N	N	0.0567	0.0718	0.249	0.163
Er	0.2	0.2	0.249	0.22	0.1651	0.21	0.036	0.479
Tm	0.032	0.03	N	N	0.0256	0.0324	0.248	0.074
Yb	0.22	0.2	0.249	0.22	0.1651	0.209	0.248	0.48
Lu	0.034	0.034	0.039	0.034	0.0254	0.0322	0.038	0.0737
Y	N	N	N	N	N	N	2.1	N

1) WAKITA (comp 12 c) 2) HASKIN (Comp. 9 c), 3) MASUDA (Prom. 10 c), 4) NAKAMURA (Prom. C1)
1) EVENSEN (Prom. C1), 6) BOYNTON 7) T&M 8) MCDONOUGH (Manto primitivo)

Tabla 5.14 TIERRAS RARAS NORMALIZADAS									
Yarabamba- Challaviento - Barroso - Toquepala									
TR	Promedio				Valores Wakita	Normalizado			
	Yarabamba	Challaviento	Barroso	Toquepala		Yarabamba	Challaviento	Barroso	Toquepala
La	27.78	26.57	34.71	25.3	0.34	81.71	78.15	102.09	74.41
Ce	58.48	55.14	76.09	49.16	0.91	64.26	60.59	83.62	54.02
Pr	7.06	6.34	7.99	5.58	0.12	58.83	52.83	66.58	46.50
Nd	28.13	23.07	30.25	20.62	0.64	43.95	36.05	47.27	32.22
Sm	5.57	4.14	5.15	3.84	0.2	27.85	20.70	25.75	19.20
Eu	1.07	1.01	1.3	0.82	0.07	15.29	14.43	18.57	11.71
Gd	5.43	3.7	4.4	4.96	0.26	20.88	14.23	16.92	19.08
Tb	0.77	0.57	0.6	0.55	0.05	15.40	11.40	12.00	11.00
Dy	4.5	2.94	2.98	2.98	0.3	15.00	9.80	9.93	9.93
Ho	0.91	0.6	0.54	0.59	0.08	11.38	7.50	6.75	7.38
Er	2.66	1.69	1.53	1.76	0.2	13.30	8.45	7.65	8.80
Tm	0.39	0.2	0.18	0.29	0.03	13.00	6.67	6.00	9.67
Yb	2.59	1.61	1.42	1.89	0.22	11.77	7.32	6.45	8.59
Lu	0.4	0.2	0.19	0.3	0.03	13.33	6.67	6.33	10.00

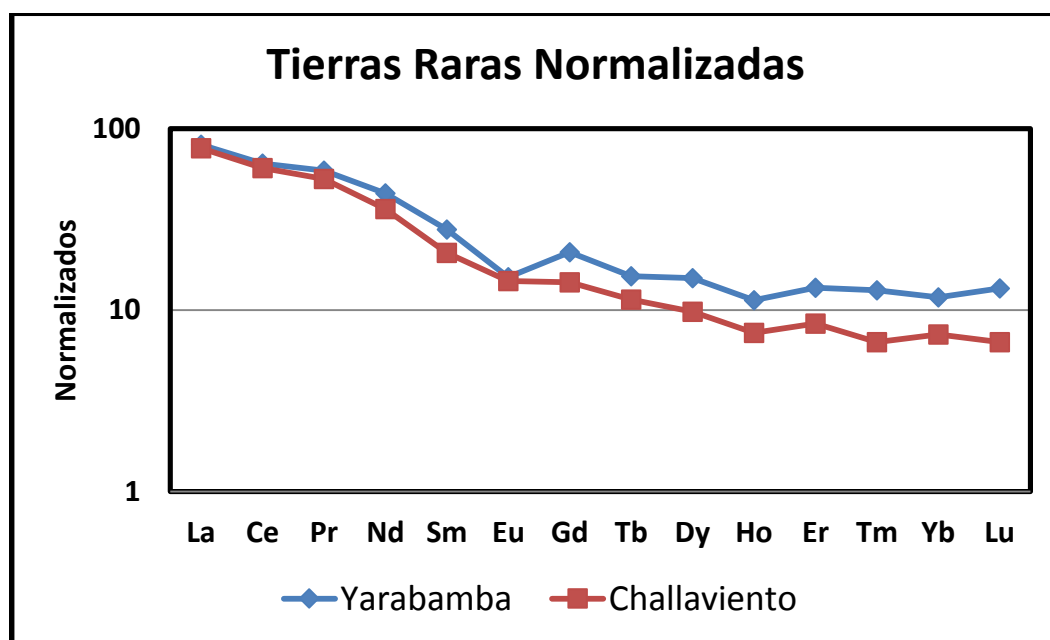


Fig.5.26: Diagrama de Tierras Raras normalizadas de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento.

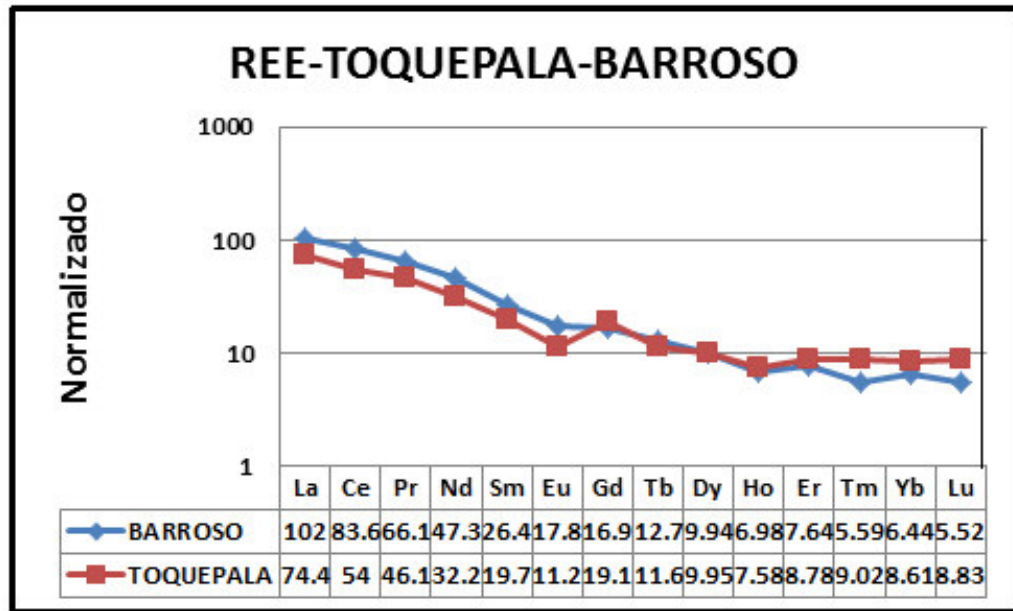


Fig. 5.27: Diagrama de Tierras Raras Normalizadas de los Grupos Toquepala y Barroso

Los análisis correlacionales de los espectros entre las Tierras Raras ligeras/tierras raras pesadas- LREE/HREE (Fig.5.26) indican lo siguiente:

Los diagramas spider nos demuestran una cristalización fraccionada.

Hay un enriquecimiento en ambas Superunidades Challaviento y Yarabamba (Fig.5.26) y en los dos Grupos de volcánicos (Fig.5.27) en las Tierras Raras Ligera-LREE- hasta el Tb por encima del intervalo 10, y un empobrecimiento en Tierras Raras Pesadas-HREE a partir del Dy hasta el Lu por debajo del intervalo 10 en ambos Grupos de volcánicos e intrusivos. La Superunidad Yarabamba es ligeramente más rica en LREE, pero es más rica en HREE que en la Superunidad Challaviento. Las rocas intrusivas de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento presentan un claro paralelismo y poca pendiente < 10 con respecto a HREE. El Grupo Barroso es ligeramente más rica en LREE, pero es más empobrecida en HREE que en el Grupo Toquepala.

Este empobrecimiento de Tierras Raras pesadas por debajo del intervalo 10 podría indicar la presencia de granate en Superunidad Challaviento y Grupo Barroso, aunque no es muy clara.

La anomalía negativa del Eu con respecto al Sm y al Gd en el espectro normalizado de REE de la Superunidad Yarabamba y el Grupo Toquepala se estima como indicadora de separación de las plagioclasas por cristalización fraccionada de la roca fuente, mientras que en la Superunidad Challaviento y en el Barroso no es evidente esta anomalía por lo que se estima que no hubo dicho fraccionamiento.

Los Grupos Barroso y Toquepala presentan un claro paralelismo y poca pendiente < 10 con respecto a HREE.

5.2.2.2 DIAGRAMA DE VARIACIÓN LONGITUDINAL DE LAS TIERRAS RARAS EN LAS SUPERUNIDADES

SUPERUNIDAD CHALLAVIENTO

De acuerdo a su ubicación geográfica, se agruparon las muestras de los afloramientos de los intrusivos en el sector Norte (2, 4), Centro (2, 5,7) y Sur (1, 6) de la Superunidad Challaviento lo mismo se efectuó en la Superunidad Yarabamba al Norte (1,2,6,7,9), Centro (8,13,14,15,16,17,18,19,20)) y al Sur (3,4,5,11,12), cuyos valores se normalizaron de acuerdo a los Valores Wakita (ver Tabla 5.15).

En la Superunidad Challaviento se obtuvieron los siguientes espectros: los valores de las (Tierras Raras o TR) en el Centro de los afloramientos son más altos en los que se refiere a TR ligeras y TR pesadas, seguido de los afloramientos del Norte y por último valores bajos en el Sur.

Tabla 5.15: Variación longitudinal de Tierras Raras en las Superunidades						
	Challaviento			Yarabamba		
REE	Norte	Centro	Sur	Norte	Centro	Sur
La	69.1	80.4	83.8	75.9	87.4	81.2
Ce	57.1	62.5	61.3	61.0	69.9	61.0
Pr	51.7	55.0	50.8	56.0	64.8	54.3
Nd	36.7	36.5	34.8	40.5	50.1	39.1
Sm	21.5	21.7	18.5	27.5	31.2	24.2
Eu	16.4	14.3	12.9	13.7	16.2	15.1
Gd	14.6	15.0	12.7	19.5	24.2	17.6
Tb	11.0	12.7	10.0	15.2	17.3	13.6
Dy	9.7	11.0	8.2	15.1	17.0	12.4
Ho	7.5	8.3	6.3	11.0	12.5	10.5
Er	8.5	9.0	7.5	13.1	15.0	11.6
Tm	6.7	7.8	5.0	12.7	13.7	12.0
Yb	6.8	8.3	6.4	11.9	13.1	10.4
Lu	6.7	6.7	6.7	12.0	14.8	12.7

La presencia de una leve anomalía negativa de Eu es tan poco visible en el centro y Sur que nos indica un ligero fraccionamiento de las plagioclasas. En los últimos sectores la diferenciación en Tierras Raras es tan notoria con respecto a las Tierras Raras pesadas (Fig. 5.28).

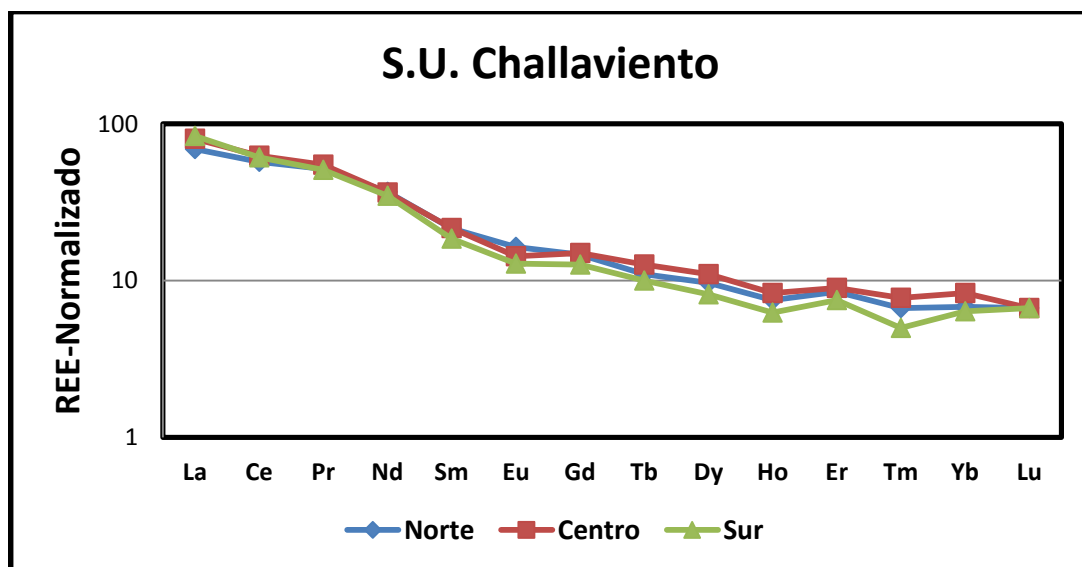


Fig.5.28: Abundancia Longitudinal de Tierras Raras en la Superunidad Challaviento

SUPERUNIDAD YARABAMBA

Los valores de las TR en el Centro de los afloramientos son más altos en los que se refiere a TR ligeras y TR pesadas, seguido de los afloramientos del Norte y por último valores bajos en el Sur. En los sectores la diferenciación en Tierras Raras ligeras y pesadas no son tan distintivas, la característica más notoria es que las abundancias sobrepasan los límites de 10, lo que indica este enriquecimiento la no presencia de granate en este intrusivo (Fig.5.29).

La anomalía negativa de Eu es notoria en los tres sectores de los afloramientos que indica que hay una cristalización diferenciada de plagioclasas.

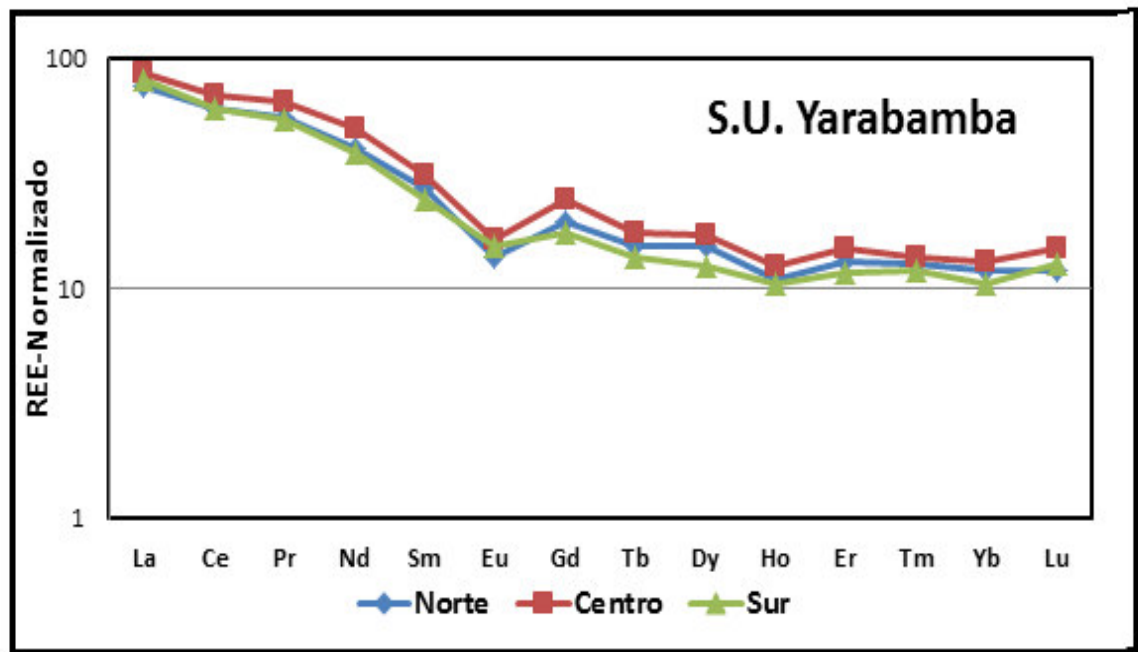


Fig.4.29: Abundancia Longitudinal de Tierras Raras en la Superunidad Yarabamba.

5.2.2.3 DIAGRAMA DE VARIACIÓN DE TIERRAS RARAS EN LAS LITOLOGÍAS DE LAS SUPERUNIDADES Y GRUPOS

SUPERUNIDAD YARABAMBA

Con respecto a la concentración de las Tierras Raras de acuerdo a las litologías (Tabla 5.16 y Fig. 5.30) predominando en la Superunidad Yarabamba se observa que los granitos tienen la mayor concentración de TR ligera y pesada, seguida de la diorita y luego por las monzonitas, con abundancias superiores al intervalo 10. Distantes en abundancia se encuentran la granodiorita, gabro y por último las tonalitas, en donde es notorio el empobrecimiento de las Tierras Raras pesadas pero en las cercanías del intervalo 10. La anomalía negativa de Eu se presenta en todas las litologías de esta Superunidad, lo que indica el fraccionamiento de las plagioclasas. En líneas generales la abundancia de las Tierras raras es mayor en las rocas ácidas, luego en intermedia y básica.

Tabla 5.16: ABUNDANCIA LITOLOGICA DE TIERRAS RARAS

T R	Superunidad Yarabamba						Superunidad Challaviento		
	Granito	Granodiorita	Tonalita	Diorita	Monzonita	Gabro	Granito	Granodiorita	Diorita
La	114.71	74.12	70.59	80.88	89.71	67.65	85.29	84.80	69.12
Ce	84.62	57.80	52.43	69.78	72.05	51.65	56.59	65.57	56.96
Pr	85.00	51.00	46.67	67.50	66.98	45.83	43.33	57.22	51.67
Nd	57.81	37.97	33.59	56.25	50.88	33.59	26.56	37.76	37.50
Sm	38.00	24.20	20.88	39.00	31.75	21.00	12.00	21.83	22.50
Eu	11.43	11.71	15.00	17.14	16.96	21.43	8.57	14.76	16.19
Gd	24.62	17.92	15.96	29.62	24.14	16.54	8.85	14.62	15.64
Tb	22.00	12.80	11.00	20.00	18.25	12.00	8.00	12.00	12.00
Dy	18.33	12.60	11.83	22.67	17.21	10.67	6.33	10.33	10.41
Ho	16.25	9.25	8.13	15.00	13.28	10.00	5.00	7.92	7.92
Er	18.00	11.00	9.88	17.50	15.69	10.00	6.50	8.83	8.67
Tm	20.00	10.00	10.00	13.33	15.42	10.00	3.33	7.78	6.67
Yb	16.36	10.00	8.64	13.64	14.09	8.18	5.91	7.58	7.58
Lu	20.00	10.00	10.00	13.33	16.25	10.00	6.67	6.67	6.67

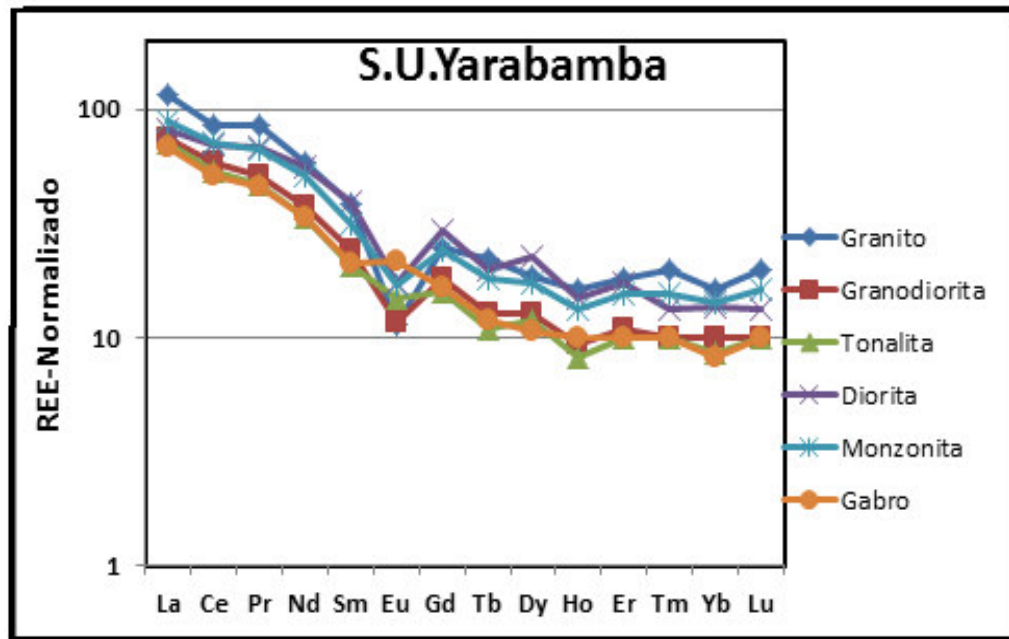


Fig. 5.30: Diagrama de abundancia de Tierra Raras en las litologías de la Superunidad Yarabamba.

SUPERUNIDAD CHALLAVIENTO

Con respecto a la abundancia de las Tierras Raras de acuerdo a las litologías predominantes en la Superunidad Challaviento (Tabla 5.16 y Fig. 5.31), se observa que la mayor concentración de Tierras Raras ligeras y pesadas se encuentra en la granodiorita, seguido de la diorita y por último el granito. El granito se encuentra empobrecido desde el Eu hasta el Lu, presentando una anomalía negativa de Tm; mientras que la granodiorita y diorita se empobrece desde el Ho al Lu pero cercanos al intervalo de 10.

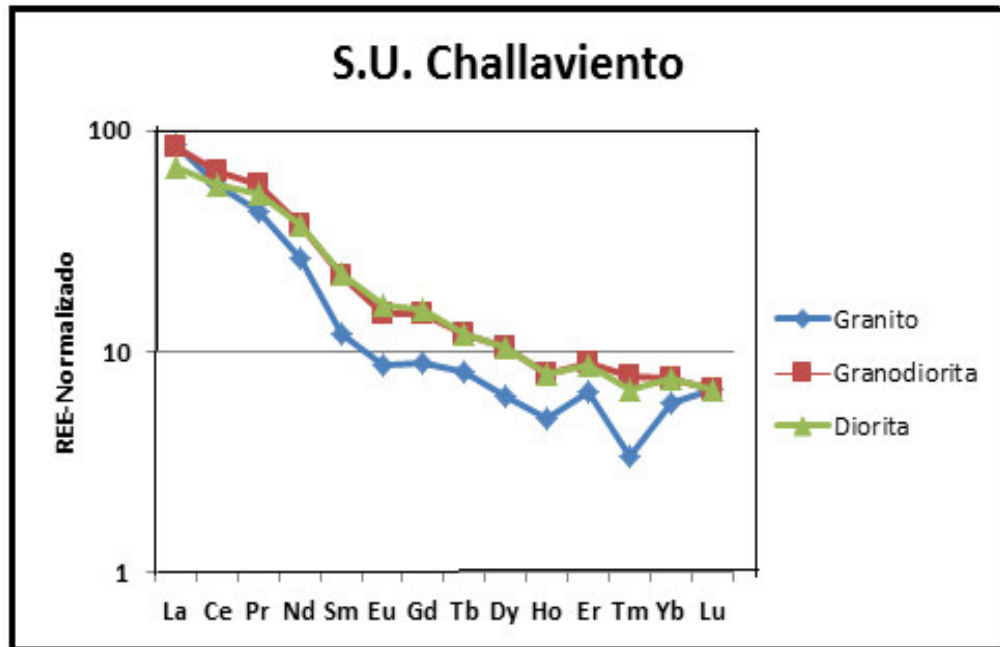


Fig. 4.31: Diagrama de abundancia de Tierras Raras en las litologías de la Superunidad Challaviento.

GRUPO TOQUEPALA

Con respecto a la concentración de las Tierras raras de acuerdo a las litologías (Fig. 5.32) predominando en el Grupo Toquepala se observa que los traquibasaltos (Centro) tienen la mayor concentración de TR ligera y pesada, seguida de la andesita (Este) y por último la riolita (Oeste), abundancias coincidentes con la concentración de acuerdo a la posición geográfica de los afloramientos. La abundancia de las TR es también coincidentemente mayor en las rocas básicas, luego con las intermedias y por último en menor cantidad en las rocas ácidas o félsicas.

La anomalía negativa de Eu es más resaltante en el Oeste de los afloramientos y en las riolitas.

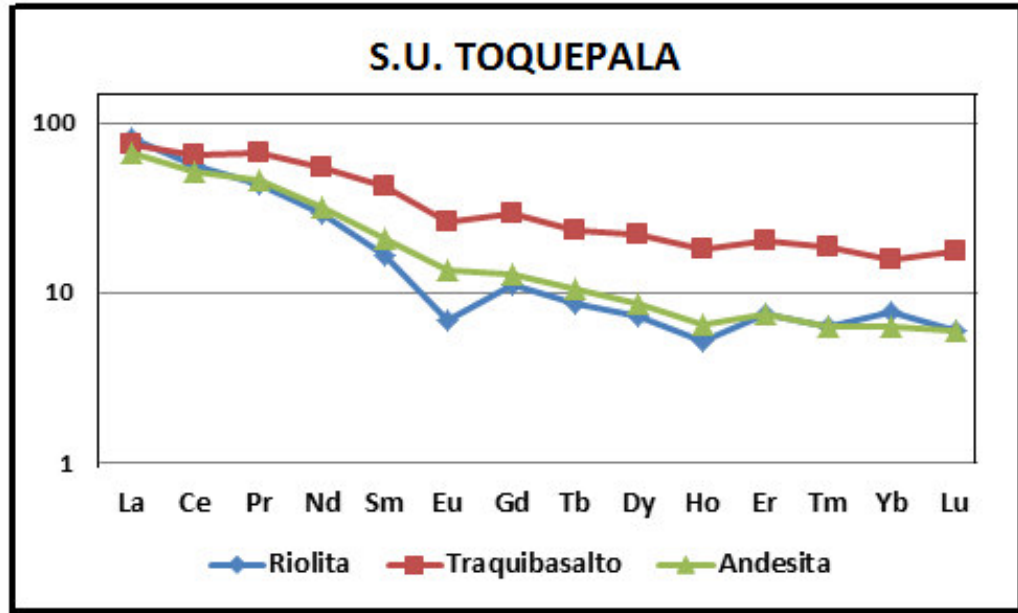


Fig. 5.32: Diagrama de abundancia de Tierras Raras en las litologías del Grupo Toquepala.

GRUPO BARROSO

Con respecto a la concentración de las Tierras raras de acuerdo a las litologías (Fig. 5.33) predominando en el Grupo Barroso observa que los traquiandesitas basáltica (Este) tienen la mayor concentración de TR ligera y pesada, seguida de la riolita (Centro) y por último la traquiandesitas (Oeste), abundancias coincidentes con la concentración de acuerdo a la posición geográfica de los afloramientos. La abundancia de las Tierras raras es mayor en las rocas básicas, luego en ácidas y por último en intermedia.

La anomalía negativa de Eu es notoria solo en las riolitas que indica que hay una cristalización diferenciada de plagioclasas.

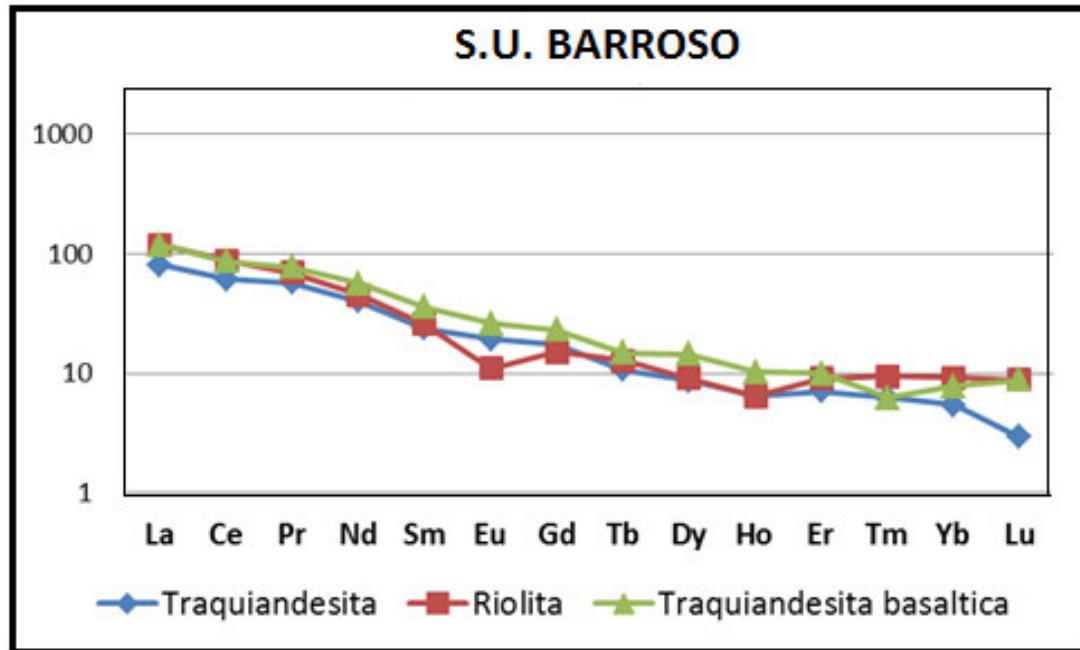


Fig. 5.33: Diagrama de abundancia de Tierras Raras en las litologías en el Grupo Barroso.

5.2.2.4 DIAGRAMA DE VARIACIÓN LATERAL DE TIERRAS RARAS EN LOS GRUPOS VOLCÁNICOS.

De acuerdo a su ubicación geográfica se tomaron muestras promedios del oeste (27, 49, 30), centro (48,73, 22) y este (46, 29, 45) de los afloramientos del Barroso y muestras del oeste (23, 19, 27), centro (21, 5, 25) y este (28, 17, 6) de los afloramientos del Toquepala arrojando los valores normalizados de la Tierras Raras (REE) de acuerdo a los valores de Wakita los siguientes espectros (Tabla 5.17):

GRUPO BARROSO

Los valores de las TR en el Este de los afloramientos son más altos en los que se refiere a TR ligeras y TR pesadas, seguido de los afloramientos del Centro y por último valores bajos en el Oeste. En los últimos sectores la diferenciación en Tierras raras no es tan distintiva (Fig. 5.34).

GRUPO TOQUEPALA

Los valores de las TR en el Centro de los afloramientos son más altos en los que se refiere a TR ligeras y TR pesadas, seguido de los afloramientos del Este y por último valores bajos en el Oeste. En los últimos sectores la diferenciación en Tierras raras no es tan distintiva (Fig. 5.35).

Si bien no hay una buena relación entre la posición geográfica y las tierras raras se nota que la abundancia se incrementa hacia el centro y este de ambos afloramientos, siendo bajo hacia el oeste.

TABLA 5.17: VALORES NORMALIZADOS DE TIERRAS RARAS						
T.R	TOQUEPALA			BARROSO		
	OESTE	CENTRO	ESTE	OESTE	CENTRO	ESTE
La	77.94	76.96	62.25	90.196	100.980	129.902
Ce	52.75	59.52	45.97	64.103	77.289	96.703
Pr	42.98	53.44	42.42	57.300	67.218	91.736
Nd	28.13	40.36	29.69	39.583	48.698	66.927
Sm	15.38	27.01	18.46	23.248	28.376	39.316
Eu	7.31	16.89	11.42	15.068	17.808	28.311
Gd	10.00	17.82	12.44	14.872	17.949	25.385
Tb	8.51	14.89	9.93	10.638	14.894	18.440
Dy	6.78	12.44	8.67	8.667	11.444	14.667
Ho	5.13	10.26	6.84	5.983	8.547	10.256
Er	7.33	9.67	7.33	7.000	9.833	11.167
Tm	5.21	9.38	7.29	7.292	8.333	8.333
Yb	6.82	10.15	6.91	6.667	8.485	9.242
Lu	5.88	10.78	6.86	6.863	7.843	9.804

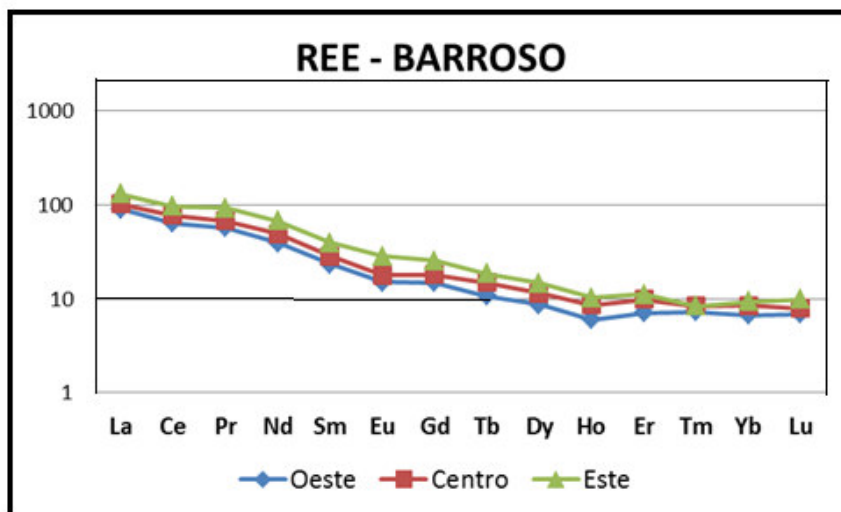


Fig. 5.34: Diagrama de abundancia lateral de Tierras Raras en el Grupo Barroso

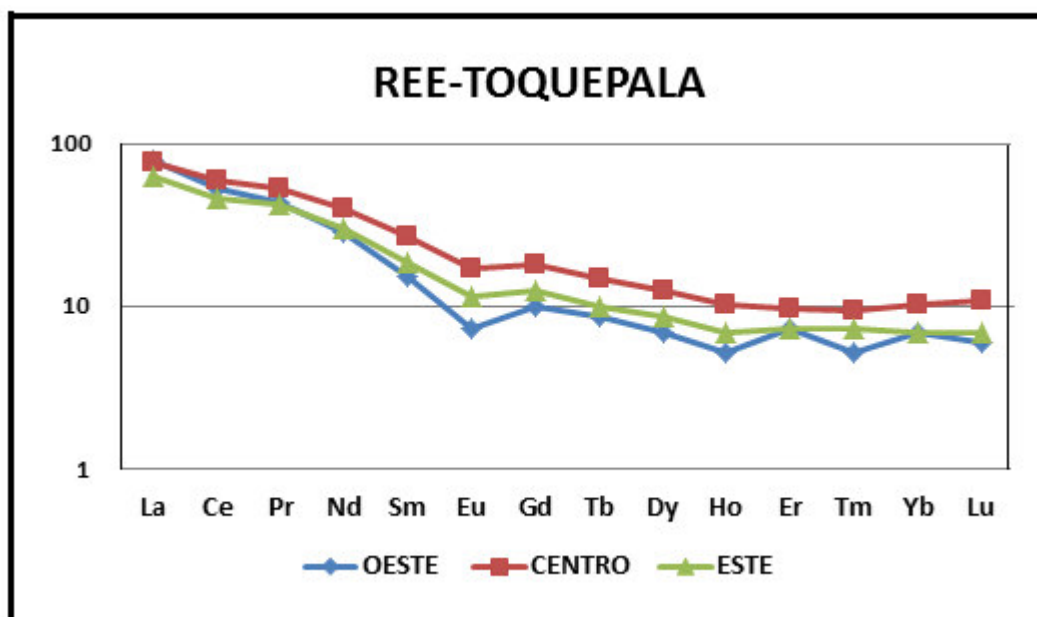


Fig. 5.35: Diagrama de abundancia lateral de Tierras Raras en el Grupo Toquepala.

5.2.2.5 DIAGRAMA DE PROPORCIONES DE TIERRAS RARAS Y VARIANTES DE LAS SUPERUNIDADES Y GRUPOS

Las proporciones de Tierras Raras ligeras y pesadas y sus variantes-elementos traza- de las Superunidades y Grupos fueron normalizadas según los valores de MORB (Middle Oceanic Ridge Basalt) de la (Tabla 5.19) para los elementos (Sm, Yb, Sr, Rb) según Pearce (columna 10) y (La) según Bevins (columna 11). Se efectuaron sus cálculos en ppm y en porcentaje de acuerdo a sus análisis.

Tabla 5.18: Valores de las Tierras Raras y Variantes								
Elementos	Toquepala		Barroso		Yarabamba		Challaviento	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
Rb	36	234	17	625	46	391	71	170
Sr	36	830	24	1335	128	635	212	595
Yb	1.1	3.8	0.8	3.5	0.93	4.7	1	2.4
La/Sm(n)	3.35	14.44	5.5	12.6	3.88	9.43	5.07	13.29
La/Yb(n)	4.16	3.57	5.34	53.8	8.5	23.2	13.3	26.63
Sm/Yb(n)	0.76	3.57	0.76	3.57	1.68	4.7	1	2.4

YARABAMBA Y CHALLAVIENTO

En la (Fig.5.36) las proporciones de La/Yb(n) muestra valores entre 8.5 y 23 y 0.93 a 2.4 en Yb en la Superunidad Yarabamba y en la Superunidad Challaviento de 13.3 a 26.6 en La/Yb(n) y 0.1 a 2.4 en Yb. En el gráfico La/Sm vs La/Yb muestra una proporción de >3.8 a 9.4 en La/Sm(n) y valores de La/Yb(n) de 8.5 a 23.3 en la Superunidad Yarabamba y una proporción de La/Sm(n) de 5 a 13 y de 13 a 26.6 en La/Yb(n) en la Superunidad Challaviento.

La proporción La/Yb(n) vs Yb en la Superunidad Yarabamba muestra valores entre 8 y 23 en La/Yb sugiriendo contaminación cortical y además se puede interpretar que la corteza tuvo un engrosamiento probablemente más allá de los 40Km de grosor, mientras que en la Superunidad Challaviento muestra valores por encima de 10 en La/Yb(n) que nos indica también contaminación cortical.

Los altos contenidos de Rb >40 ppm y Sr >600 ppm en la Superunidad Yarabamba y de 70 a >170 de Rb y >200 a 600 ppm en Sr en la Superunidad Challaviento, nos indica una fuerte asimilación y diferenciación de los magmas de los dos Grupos de intrusivos.

El leve incremento de la proporción La/Yb(n) es compatible con el incremento de SiO₂ a partir de 60% hasta 70% y luego decae en el Yarabamba y un visible incremento a partir del 60% hasta 75% en Challaviento. La pendiente negativa de La/Yb(n) indica un fraccionamiento del Yb desde 22 hasta 10 en Yarabamba y desde 23 a 12 en Challaviento.

Los valores de Yb en Yarabamba tiene un mayor rango de dispersión de 0.4 a 1.4 ppm mientras que el Challaviento los valores se concentran entre el rango de 0.4 a 0.8 ppm.

TOQUEPALA Y BARROSO

En la Fig. 5.37 las proporciones de La/Yb(n) muestra valores entre 4 y 27 y 1.1 a 3.8 en Yb en el Grupo Toquepala y en el Grupo Barroso de 5.34 a 53.8 en La/Yb(n) y <0.8 a < 3.5 en Yb. En el gráfico La/Sm vs La/Yb muestra una proporción de 3.35 a 14.44 en La/Sm(n) y valores de La/Yb(n) de 4.16 a 27 y una proporción de La/Sm (n) de 5.5 a 12.6 y de 5.34 a 53.8 en La/Yb(n) en el Barroso.

Los altos contenidos de Rb >30 a 234 ppm y Sr > 20 a 830 ppm en el Grupo Toquepala y de 17 a >600 de Rb y 24 a 1335 ppm en Sr en el Grupo Barroso, nos indica una fuerte asimilación y diferenciación de los magmas de los dos Grupos de volcánicos. El leve incremento de la proporción La/Yb(n) es compatible con el incremento de SiO₂ a partir de 60% hasta 75% y luego decae en el Toquepala y una leve disminución a partir del 60% hasta 75% en el Barroso.

Todo este análisis de las proporciones La/Yb(n) vs Yb nos conducen que las Superunidades Yarabamba y Toquepala deba sus contenidos mencionados a la contaminación durante el engrosamiento de la corteza en el Cretáceo sobre >40 Km de grosor, mientras los valores de la Superunidad Challaviento y Barroso indica menor contaminación cortical. Los contenidos de Sr y Rb nos indican una fuerte asimilación y diferenciación de los magmas en ambos Grupos de intrusivos y volcánicos.

La tabla 5.19 presenta las tres vías popularmente usados para la data de elementos traza para su representación en los diagramas: los valores del manto primordial, las condritas y el MORB según diversos autores, de tal manera que los valores encontrados en los análisis de las rocas se dividen de acuerdo a los valores de la tabla para normalizar dichos valores, es un requisito indispensable para representar los en los diagramas.

TABLA 5.19: VALORES NORMALIZADOS (EN PPM) USADOS EN EL CALCULO DE SPIDERDIAGRAMA Y LISTADO EN SU ORDEN DE PLOTEO (SEGÚN ROLLINSON 1993)																
MANTO PRIMORDIAL						CONDRIITA						MORB normalizado				
REF	1	2	3	4	5	REF	6	REF	7	REF	8	9	REF	10	REF	11
Cs	0.19	0.017		0.023	0.018					Cs	0.012	0.188				
Rb	0.86	0.66	0.81	0.615	0.55	Ba	6.9	Rb	188	Pb	0.12	2.47	Sr	120	Rb	1
Ba	7560		6900	6900	5100	Rb	0.35	K	850	Rb	0.35	2.32	K2O%	0.15	Ba	12
Th	0.096		0.09	0.084	0.064	Th	0.042	Th	0.04	Ba	3.8	2.41	Rb	2	K2O%	0.15
U	0.027		0.03	0.021	0.018	K	120	Ta	0.022	Th	0.05	0.029	Ba	20	Th	0.2
K	252	230	260	240	180	Nb	0.35	Nb	0.56	U	0.013	0.008	Th	0.2	Ta	0.17
Ta	0.043		0.04	0.041	0.04	Ta	0.02	Ba	3.6	Ta	0.02	0.014	Ta	0.18	Sr	136
Nb	0.62		0.9	0.713	0.56	La	0.329	La	0.328	Nb	0.35	0.246	Nb	3.5	La	3
La	0.71					Ce	0.865	Ce	0.865	K	120	545	Ce	10	Ce	10
Ce	19					Sr	11.8	Sr	10.5	La	0.315	0.237	P2O5%	0.12	Nb	2.5
Sr	23		28	211	17.8	Nd	0.68	Hf	0.19	Ce	0.813	0.612	Zr	90	Nd	8
Nd	1.29			1366	1067	P	46	Zr	9	Sr	11	7.26	Hf	2.4	P2O5%	0.12
P	90.4	92				Sm	0.208	P	500	Nd	0.597	0.467	Sm	3.3	Hf	2.5
Hf	0.35		0.35	0.309	0.27	Zr	6.84	Ti	610	Pb	46	1220	TiO2%	1.5	Zr	88
Zr	11		11	11.2	8.3	Hf	0.2	Sm	0.203	Sm	0.192	0.153	Y	30	Eu	1.2
Sm	0.385		0.38	0.444	0.347	Ti	620	Y	2	Zr	5.6	3.87	Yb	3.4	TiO2%	1.5
Ti	1200	1300	1300	1280	960	Tb	0.052	Lu	0.084	Ti	620	445	Sc	40	Tb	0.71
Yb	0.099			0.108	0.087	Y	2	Sc	5.21	Y	2	1.57	Cr	250	Y	35
Y	4.87		4.6	4.55	3.4	Tm	0.064	V	49						Yb	3.5
Pb	0					Yb	0.22	Mn	1720						Ni	138
								Fe	3E+05						Cr	290
								Cr	2300							
								Co	470							
								Ni	9500							

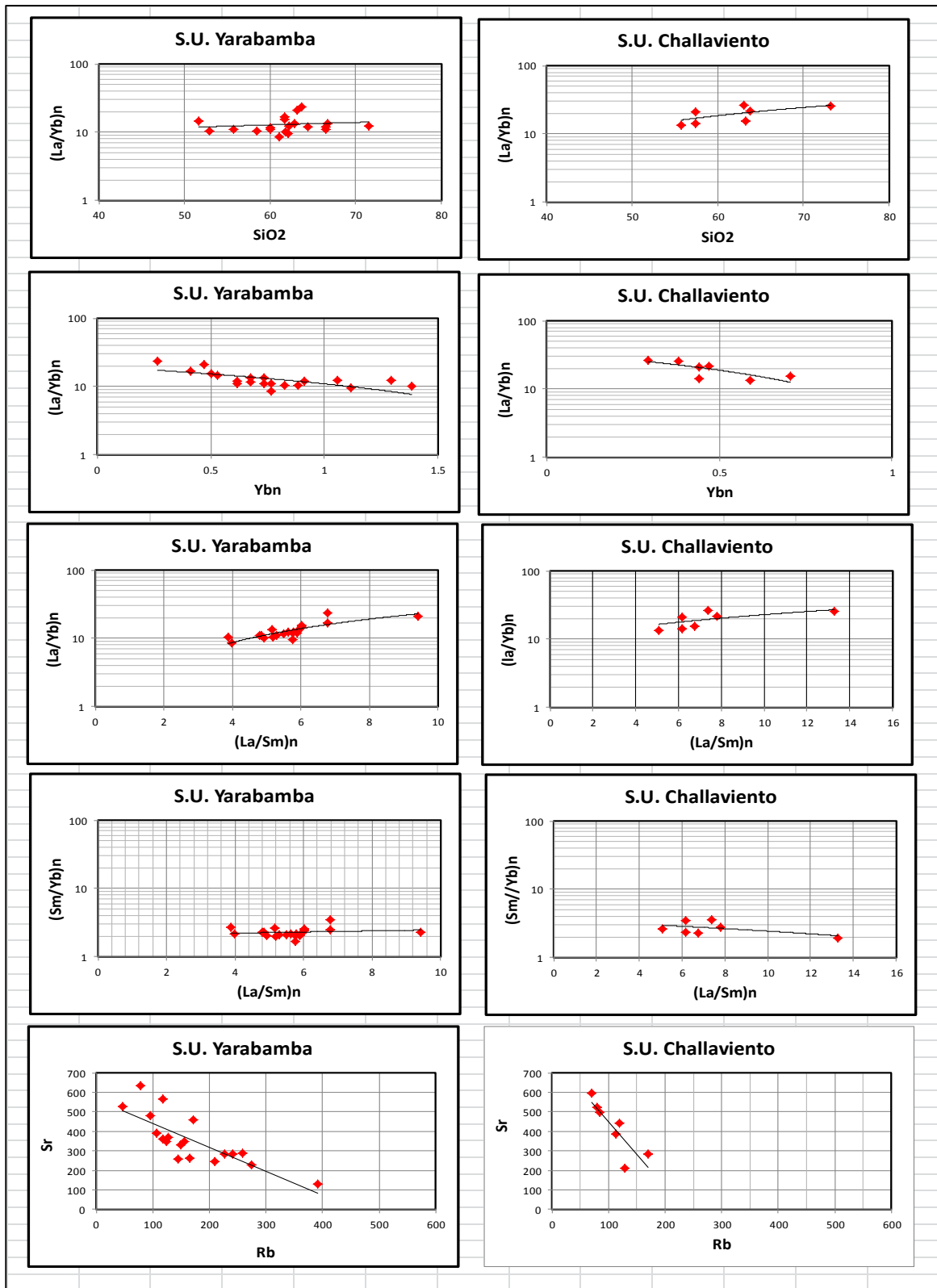


Fig. 5.36: Diagramas Proporciones Tierras Raras y Variantes de las Superunidades Yarabamba y Challaviento

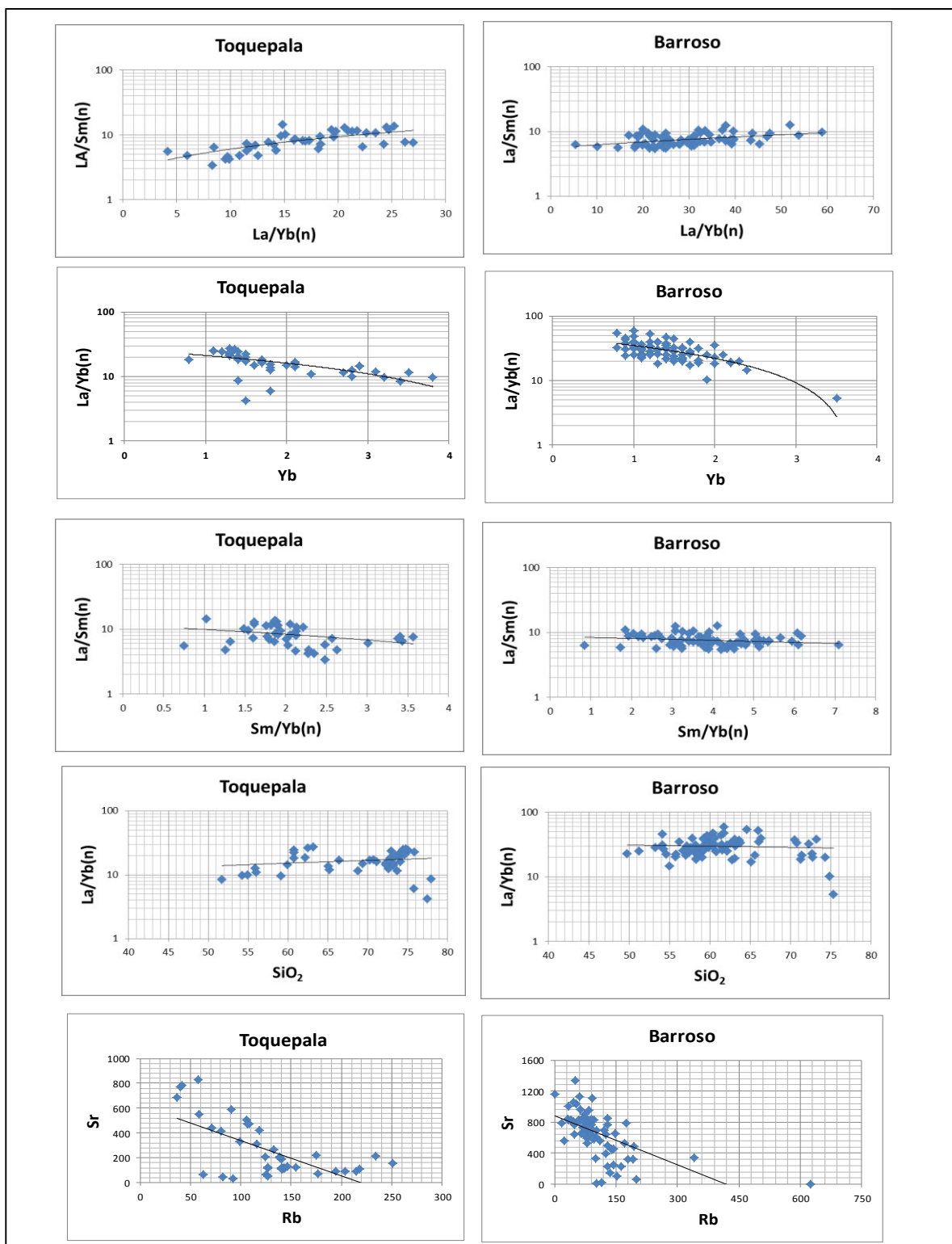


Fig. 5.37: Diagramas Proporciones Tierras Raras y Variantes de los Grupos Toquepala y Barroso.

5.2.2.6 **DIAGRAMAS SPIDER MULTIELEMENTALES**

Los diagramas multielementales normalizados están basados sobre un grupo de elementos incompatibles con respecto a la mineralogía del manto, ellos son una extensión de los tradicionales diagramas de Tierras Raras normalizados a las condritas que son más familiares. Ellos son particularmente usados como una manera de representar la química de los basaltos, aunque su uso se ha extendido a todas las rocas ígneas y sedimentarias.

Los diagramas multielementales normalizados al manto (o condritas) son denominados como “diagramas spider” o simplemente “spiderdiagram”. Los diagramas normalizados a MORB (Middle Oceanic Ridge Basalt) son más apropiados para representar basaltos evolucionados, andesitas y rocas corticales en el cual el MORB más que el manto primordial podría ser el origen.

Esta forma de spiderdiagrama fue propuesta por Pearce (1983) y está basado bajo dos parámetros, primero, el potencial (carga iónica del elemento en Superunidad estado de oxidación normal dividido por el radio iónico) es usado como una medida de la movilidad de un elemento en fluidos acuosos. Segundo, el coeficiente de distribución de un elemento entre el granate y la fusión es usado como una medida de la incompatibilidad de un elemento en fusión parcial de pequeño grado.

Los elementos están ordenados de modo que los elementos más móviles (Sr, K, Rb, y Ba) se colocan en la parte izquierda del diagrama y en orden creciente de incompatibilidad. Los elementos inmóviles están dispuestos de derecha a izquierda con el fin de aumentar la incompatibilidad. Una versión ligeramente diferente de este diagrama es utilizado por Saunders et al. (1984), que organizan los elementos en un grupo de **LILE** (Rb, Ba, K, Th, Sr, La, Ce), luego por un grupo de **HFSE** (Nb, Ta, Nd, P, Hf, Zr, Eu, Ti, Tb, Y, Yb), seguido por los metales de transición Ni y Cr.

Los valores de normalización utilizado por Pearce (1983) se toman del promedio MORB de Pearce et al. (1981) y se dan en la (Tabla 5.19) columna 10. Una lista más larga de elementos dispuestos en un orden ligeramente diferente es utilizado por Bevins et al (1984) (columna 11).

Los diagramas multielementales contienen una mezcla más heterogénea de elementos traza que los diagramas de Tierras Raras. Consecuentemente a menudo muestran un mayor número de picos (anomalías positivas) y valles (anomalías negativas), que reflejan el diferente comportamiento de los elementos LILE más móviles (Cs, Rb, K, Ba, Sr,) con respecto a los elementos HFSE menos móviles (Y, Hf, Zr, Ti, Nb, Ta). Por un lado las concentraciones de elementos LILE puede estar en función del comportamiento de una fase fluida, mientras que las concentraciones de elementos HFSE son controlados por la química de la fuente y los procesos de cristal / fusión que han tenido lugar durante la evolución de la roca.

Tabla 5.20: MULTIELEMENTOS NORMALIZADOS CUATRO UNIDADES									
	Promedios				Valores	Normalizado			
	Toquepala	Barroso	Challaviento	Yarabamba	MORB	Toquepala	Barroso	Challaviento	Yarabamba
Sr	258.54	666.86	419.86	349.78	120	2.15	5.56	3.5	2.92
K	3.93	1.33	2.92	0.08	0.15	26.2	8.87	19.45	0.52
Rb	128.38	100.46	109.46	303.81	2	64.19	50.23	54.73	151.91
Ba	851.86	951.52	724.86	693.45	20	42.59	47.58	36.24	34.67
Th	11.21	10.78	13.29	18.95	0.2	56.06	53.9	66.43	94.75
Ta	2.51	2.26	2.93	3.88	0.18	13.96	12.56	16.27	21.53
Nb	8.65	10.69	8.86	10.6	3.5	2.47	3.05	2.53	3.03
Ce	49.16	76.09	55.14	58.48	10	4.92	7.61	5.51	5.85
P	0.15	0.25	0.15	0.21	0.12	1.28	2.08	1.24	1.71
Zr	150.95	174.04	140.86	233.78	90	1.68	1.93	1.57	2.6
Hf	5.6	5.31	4.29	7.75	2.4	2.34	2.21	1.79	3.23
Sm	3.84	5.15	4.14	5.57	3.3	1.16	1.56	1.26	1.69
Ti	0.42	0.74	0.65	0.01	1.5	0.28	0.49	0.43	0.01
Y	17.34	15.05	15.64	23.78	30	0.58	0.5	0.52	0.79
Yb	1.89	1.42	1.61	2.59	3.4	0.56	0.42	0.48	0.76

La Tabla 5.20 y Fig.5.38 es un diagrama spider multielemental de las dos Superunidades, que nos muestran un enriquecimiento de los elementos LILE (>10) con excepción de los elementos S y K y un empobrecimiento de elementos HFSE menor de 10, desde el Nb hasta el Yb, se aprecia anomalías

negativas de Nb y anomalías positivas de Th, Ce, que nos indica que ambos Grupos de Intrusivos están relacionados a un marco tectónico de subducción de placas.

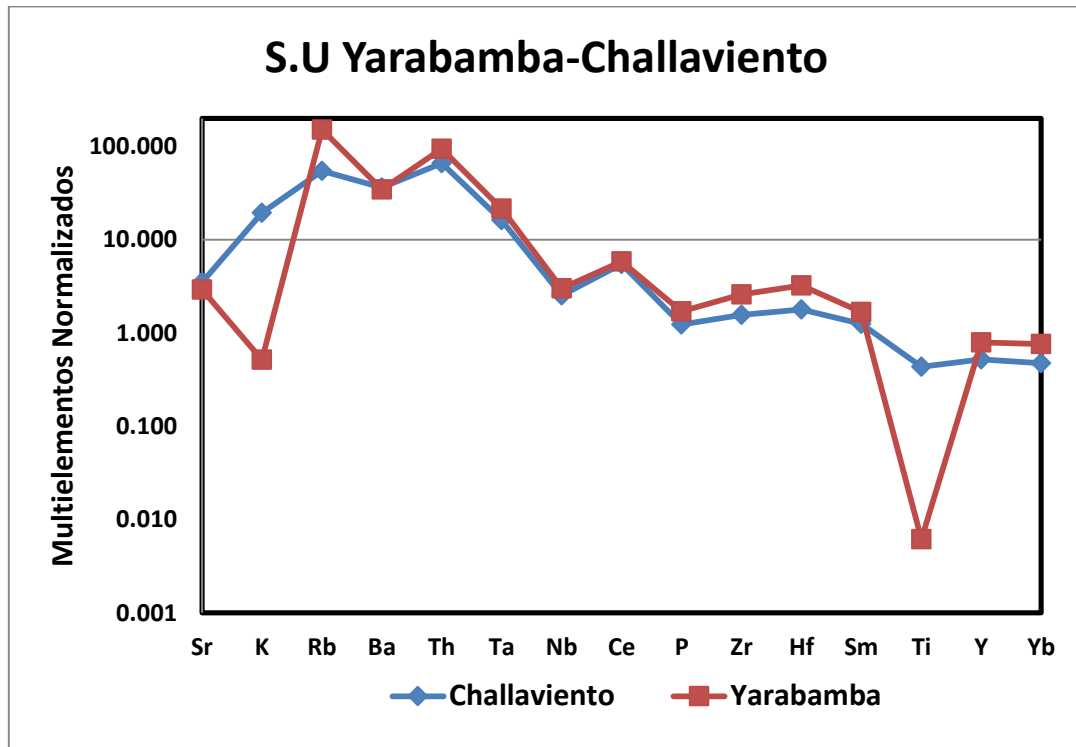


Fig. 5.38: Diagrama Multielemental Yarabamba y Challaviento.

La Fig. 5.39 es un diagrama spider multielemental que nos muestra un enriquecimiento de los elementos LILE (>10) y un empobrecimiento de elementos HFSE menor de 10, anomalías negativas de Nb y anomalías positivas de Th, Ce, que nos indica que ambos Grupos de Volcánicos están relacionados a un marco tectónico de subducción de placas.

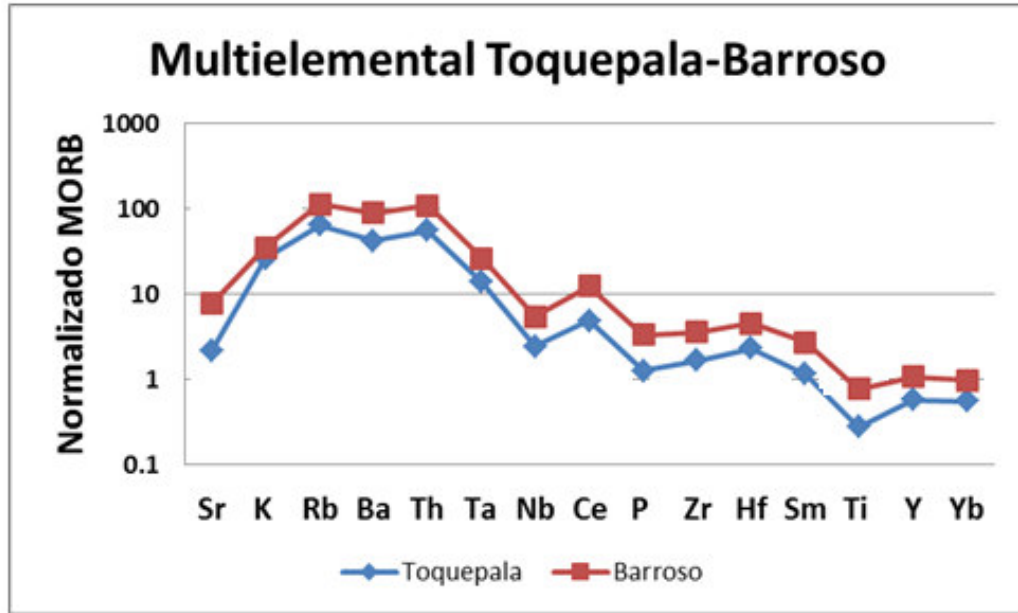


Fig. 5.39: Diagrama Multielemental Toquepala y Barroso

5.2.2.7 DIAGRAMA DE VARIACIÓN LITOLÓGICA DE LA ABUNDANCIA MULTIELEMENTAL

SUPERUNIDAD CHALLAVIENTO

Esta Superunidad está compuesta mayormente de acuerdo a la litología en granito, granodiorita y diorita. En la Tabla 5.21 y Fig. 5.40 nos muestran que las tres rocas están enriquecidas de tierras raras ligeras- TRL- y empobrecidos en tierras raras pesadas- TRP- por debajo del intervalo de 10, siendo muy marcado este empobrecimiento en el granito. Además las tres presentan anomalías positivas de Rb-Th-Ce y anomalías negativas de Nb.

SUPERUNIDAD YARABAMBA

Esta Superunidad está constituida de las siguientes litologías granito, granodiorita, tonalita, gabro, diorita y monzonita, todas ellas presentan una anomalía negativa de K y Ti y anomalías positivas de Rb-Th-Ce. Todas las

litologías muestran un enriquecimiento sobre el intervalo de 10 de TRL y empobrecimiento de TRP –Ti-Y-Yb. Las anomalías positivas determinadas nos indican también que estos intrusivos tienen relación a un ambiente de subducción de placas. (Tabla 5.21 y Fig. 5.41).

Las Fig. 5.40 y 5.41 muestran el espectro multielemental tanto en las diferentes litologías tanto para las Superunidades Yarabamba y Challaviento. Se denota que los multielementos se incrementan en ambos Superunidades, con respecto a las litologías desde ácida a intermedias en Challaviento, mientras que en Yarabamba se incrementan en rocas básicas disminuyendo en rocas ácidas y en rocas intermedias son menores los contenidos.

Tabla 5.21: MULTIELEMENTOS NORMALIZADOS DE ACUERDO A SU LITOLOGIA										
ME	Valor MORB	Superunidad Yarabamba						Superunidad Challaviento		
		Gr	Gd	To	Gb	Di	Mz	Gr	Gd	Di
Sr	120.00	1.06	2.65	3.33	4.39	2.88	2.92	1.77	3.24	4.33
K	0.15	0.86	0.59	0.42	0.23	0.34	0.54	27.9	20.13	15.96
Rb	2.00	195.5	353.98	55.81	23.2	62	95.53	64.25	61.28	45
Ba	20.00	21.15	36.44	37.29	30.35	22.25	36.04	40.2	36.97	34.2
Th	0.20	440	87	53.75	20	70	89.38	60	80	55
Ta	0.18	30.56	34.44	13.19	8.33	16.67	18.75	33.33	16.67	10.19
Nb	3.50	3.43	2.91	1.93	2	3.71	3.64	3.43	2.76	2
Ce	10.00	7.7	5.26	4.86	4.7	6.35	6.56	5.15	5.97	5.18
P	0.12	0.85	1.14	1.5	2.5	3.92	1.91	0.34	1.18	1.6
Zr	90.00	3.19	2.56	1.69	1.06	3.1	3.13	1.22	1.65	1.59
Hf	2.40	4.17	2.83	1.98	1.25	2.92	4.27	1.25	1.94	1.81
Sm	3.30	2.3	1.47	1.27	1.27	2.36	1.92	0.73	1.32	1.36
Ti	1.50	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.15	0.4	0.56
Y	30.00	0.03	0.73	0.61	0.58	0.58	1	0.42	0.53	0.54
Yb	3.40	1.06	0.65	0.56	0.53	0.53	0.91	0.38	0.49	0.49

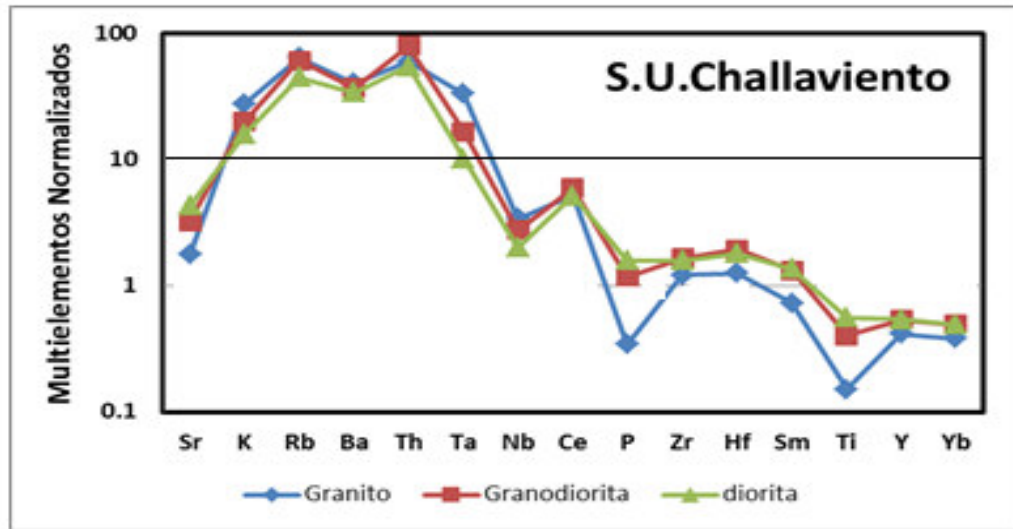


Fig. 5.40: Diagrama de abundancia litológica Multielemental de Challaviento.

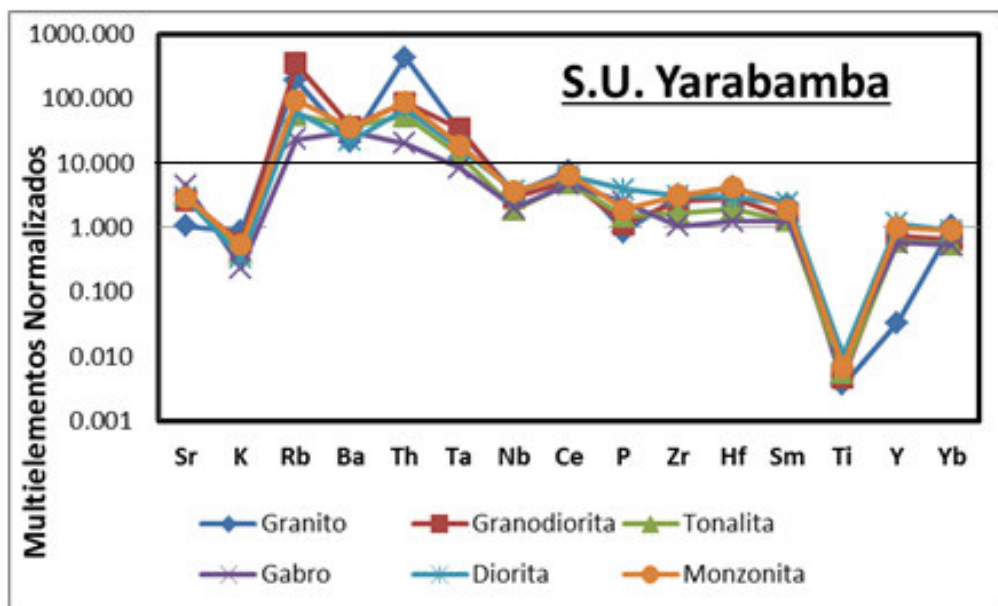


Fig. 5.41: Diagrama de abundancia litológica Multielemental de Yarabamba.

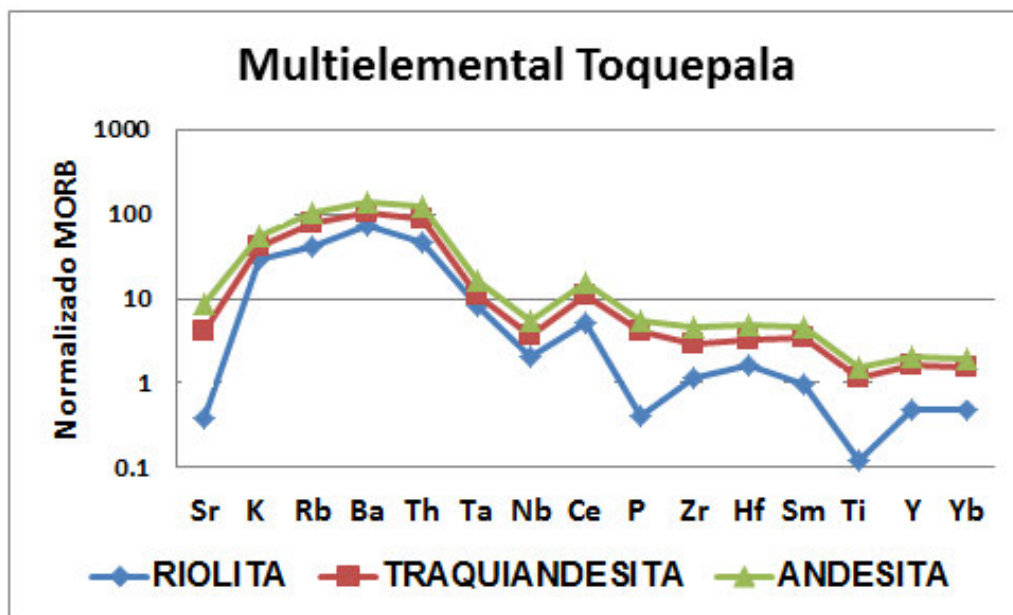


Fig. 5.42: Diagrama de abundancia litológica Multielemental de Toquepala

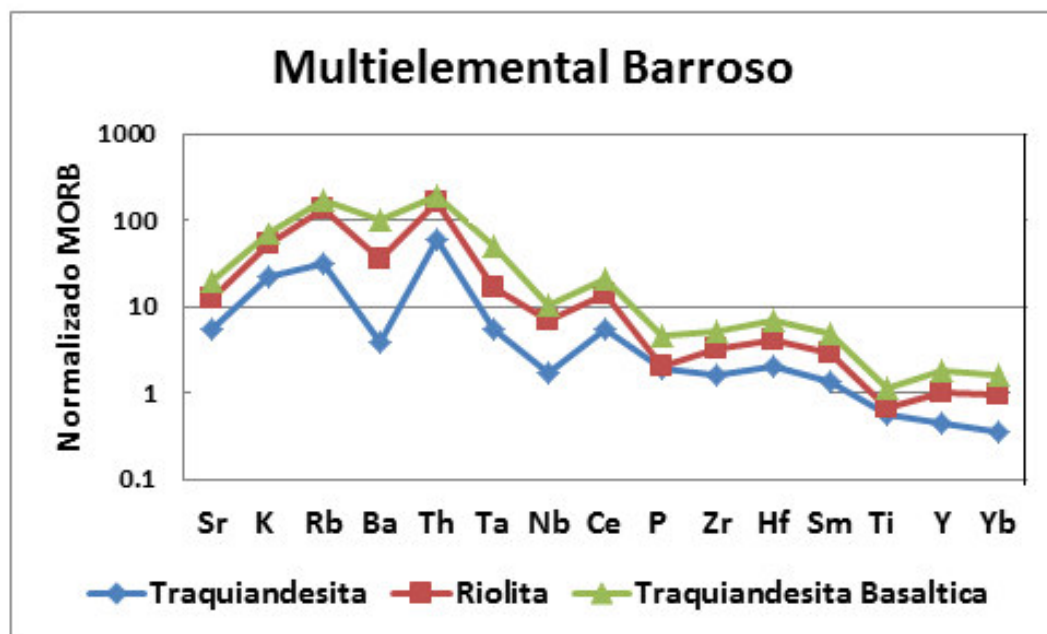


Fig. 5.43: Diagrama de abundancia litológica Multielemental del Barroso

Las Fig. 5.42 y 5.43 muestran el espectro multielemental de las diferentes litologías, tanto para las rocas volcánicas del Toquepala y Barroso. Se denota que los multielementos son más abundantes en las rocas intermedias y disminuyen en las rocas ácidas en el Grupo Toquepala, mientras que en el Barroso son abundantes en rocas básicas luego en rocas ácidas y en rocas intermedias son menores los contenidos.

5.2.2.8 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS DE TRANSICIÓN

Los elementos de la primera serie de transición (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu y Zn) varían en el estado de valencia y propiedades geoquímicas (Tabla 5.22). El Ti cuadrivalente es un elemento incompatible de alta valencia mientras los elementos divalentes Mn, Co, Ni, Cu y Zn y los trivalentes V y Cr son elementos compatibles. El ploteo de los elementos de transición ha sido principalmente usado con basaltos como medio de exploración de las propiedades geoquímicas de las primeras series de transición. No hay una razón geoquímica para que ellos se comporten como un grupo coherente, ni hay ninguna razón por la que deberían haber estado presentes en la primitiva Tierra en concentraciones condriticas.

Se usó el ploteo de los metales de transición, salvo el Sc y Cr por no tener análisis, normalizando con los valores del autor Sun (1982) manto primitivo (ver Tabla 5.23). Presentan anomalías positivas de V, Fe, Cu y Zn y una anomalía negativa de Ni en ambos Grupos de intrusivos y además ellos muestran un agotamiento del Ti, Mn, Co. El Ni y Co son muy variables y sus concentraciones muy bajas que no reflejan los valores ígneos originales.

Tabla 5.22 : VALORES NORMALIZADOS USADOS PARA ELEMENTOS DE TRANSICION (PPM) (según Rollinson)										
E.T	Concentraciones Condriticas					Concentraciones Manto Primitivo				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Sc	5.8				5.21				17	17
Ti	410	720	440	660	610	1300	1300	1230		1300
V	49	94	41	50	49	82	87	59	97	77
Cr	2300	3460	2430	2700	2300	3140	3000	1020		3140
Mn	1720	2590	1700	2500	1720	1010	1100	1000		1010
Fe		219000	171000	250700	265000	61000	65000	67000		60800
Co	475	550	480	800	470	110	110	105		105
Ni	9500	12100	9900	13400	9500	2110	2000	2400		2110
Cu	115	140	110	100		28	30	26		28
Zn	350	460	300	50		50	56	53		50
1)Langmur et al (1977) 2) Kay y Hubbard (1978) de Mason (1971): condritas 3)Sun (1982): C1 condritas 4)Bougault et al (1980) 5) Wood et al (1979b) 6) Sun (1982) manto primitivo (nódulos)						7) Sun (1982: manto primitivo (modelo fusion parcial) 8) Kay y Hubbard (1978): modelo manto 9) Sun y Nesbitt (1977): manto arqueano 10)Jagoutz et al (1979) promedio de 6 nódulos ultramaficos primitivos.				

Tabla 5.23 : ELEMENTOS DE TRANSICION NORMALIZADOS										
E.T.	Promedios				Valor Sun (7)	Promedios normalizados				
	Challaviento	Yarabamba	Toquepala	Barroso		Challaviento	Yarabamba	Toquepala	Barroso	
Ti	3906	4431	318.41	560	1300	3.00	3.41	0.24	0.43	
V	120.71	108.5	52.57	112.8	87	1.39	1.25	0.60	1.30	
Mn	637.05	749	61.25	150	1100	0.58	0.68	0.06	0.14	
Fe	58428	65143	29806	50864	65000	0.90	1.00	0.46	0.78	
Co	22.21	43.9	16.09	20.61	110	0.20	0.40	0.15	0.19	
Ni	19.29	7.9	4.45	17.78	2000	0.01	0.00	0.00	0.01	
Cu	46.43	93.55	13.77	42.81	30	1.55	3.12	0.46	1.43	
Zn	61.43	63.5	51.98	80.93	56	1.10	1.13	0.93	1.45	

En resumen, los elementos Cu y Zn puede ser muy móviles durante el metamorfismo y la alteración y sus concentraciones pueden diferir de los patrones petrogenéticos. La anomalía negativa en la concentración de Ni puede reflejar el papel de olivino (Ni). El Ni y Cu también se pueden concentrar en sulfuros en las masas fundidas. El agotamiento del Ti indica el papel de los óxidos de Fe-Ti.

En líneas generales con respecto a este diagrama de metales de transición (Fig. 5.49), la Superunidad Challaviento presenta una mayor concentración Ti, V, Ni y la Superunidad Yarabamba una mayor concentración de Mn, Fe, Co, Cu

y Zn y sus contenidos son a nivel de elementos trazas menores de 1 ppm, salvo el V, Fe, Cu, Zn.

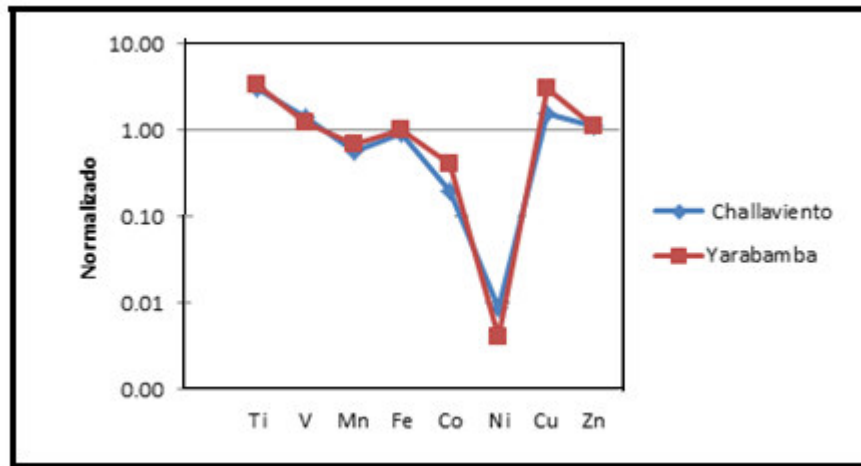


Fig. 5.44: Diagrama de Elementos de Transición normalizados de Challaviento y Yarabamba

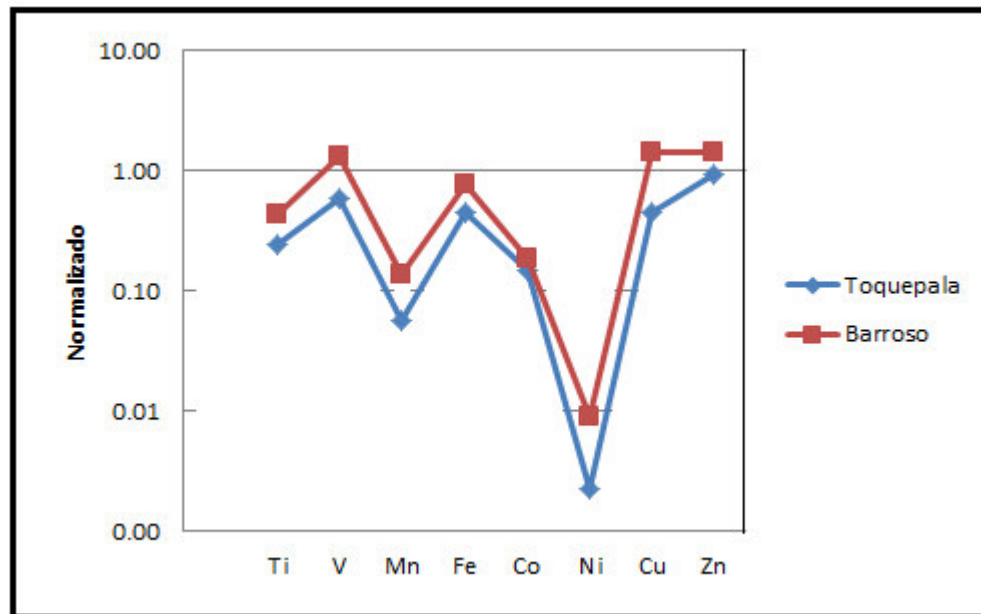


Fig. 5.45: Diagrama de Elementos de Transición normalizados de Toquepala y Barroso

El Grupo Barroso (Fig.5.45) presenta una mayor concentración en todos los elementos con relación al Grupo Toquepala y sus contenidos son a nivel de

elementos trazas menores de 1 ppm. En una comparación de las cuatro unidades geológicas, la Superunidad Yarabamba tiene mayores promedios normalizados en Ti, Mn, Fe, Co y Cu; Superunidad Challaviento en V, Grupo Barroso en Ni y Zn.

5.2.2.9 DIAGRAMA DE DISPERSIÓN PRIMARIA

Como un medio de investigar se ploteo los elementos o metales de transición de índole económico en ppm, para conocer su comportamiento geoquímico primario es así que en la Superunidad Yarabamba tiene, con respecto a la dispersión primaria de elementos económicos los promedios más altos en Ti, Mn, Co, Cu, W, Pb; en el Barroso Ni, Zn, Ag; Toquepala en Sn y Challaviento en V. En líneas generales la concentración de estos elementos es más notoria en la Superunidad Yarabamba con respecto a las otras unidades ígneas (Tabla 5.24y Fig. 5.46).

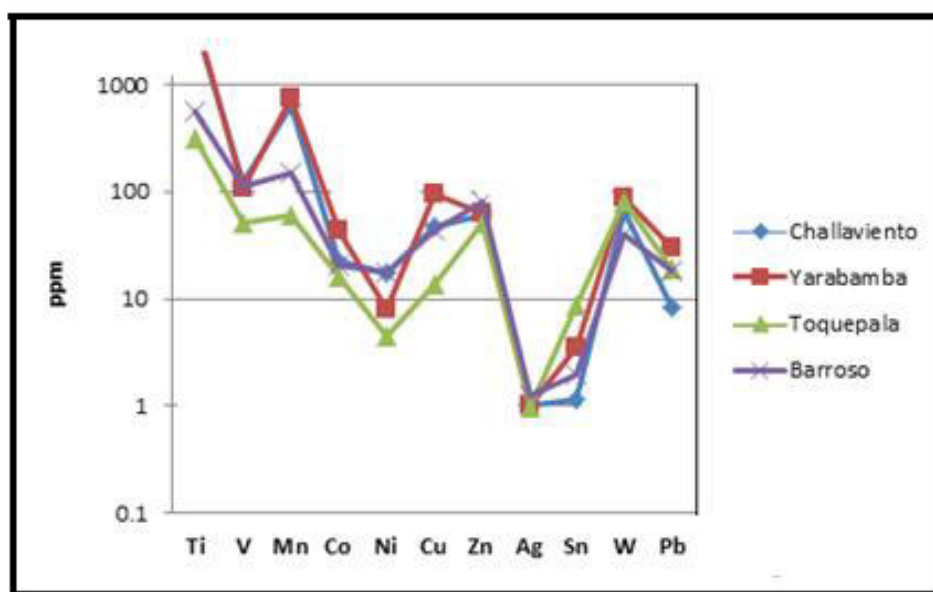


Fig. 5.46: Diagrama de dispersión primaria de los elementos de transición en las Superunidades y Grupos

Tabla 5.24: Elementos de Transición en ppm				
Elemento	Challaviento	Yarabamba	Toquepala	Barroso
Ti	3906	4431	318.4	560
V	120.71	108.5	52.27	112.8
Mn	637.05	749	61.25	150
Co	22.21	43.9	16.09	20.61
Ni	17.29	7.9	4.45	17.78
Cu	46.43	93.55	13.77	42.81
Zn	61.43	63.5	51.98	80.93
Ag	1	1	0.98	1.27
Sn	1.14	3.45	8.55	1.94
W	66.43	87.9	81.72	39.6
Pb	8.29	30.6	18.77	17.91

5.2.3 CÁLCULOS Y DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS DE DISCRIMINACIÓN TECTONO-MAGMÁTICO

La idea de diferenciar químicamente los magmas provenientes de los diferentes ambientes geotectónicos se deba probablemente a Pearce y Cann (1971 y 1973), quienes en sus dos trabajos, mostraron que era posible usar la geoquímica para distinguir los basaltos producidos en diferentes ambientes tectónicos conocidos. Lo que ellos produjeron se ha llegado a conocer como diagramas de discriminación tectono-magmáticos que son diagramas de variación geoquímica en los cuales los magmas que se han producido en diferentes ambientes tectónicos pueden ser distinguidos sobre la base de su química.

5.2.3.1 DIAGRAMA DE SHAND

El diagrama Shand (Maniar y Piccoli, 1989) (Tabla 5.25 y Fig. 5.47) es también una alternativa a las categorizaciones de los granitoides de la serie magnetita e

ilmenita, ya que existe confusión en las definiciones y características. Este diagrama sirve para clasificar el ambiente tectónico en el que se produce un granitoide. Las unidades están expresadas en concentraciones molares. **IAG** = granitoides de arco insular, **CAG** = granitoides de arco continental, **CCG** = granitoides de colisión continental, **POG** = granitoide post-orogénico, **RRG** = granitoides con relación a rift, **CEUG** = granitoides de levantamiento continental epeirogénico, **OP** = plagiogranitos oceánicos- Modelo de Maniar y Piccoli (1989).

Los porcentajes de los óxidos mayores dados en % peso se convierten a proporciones molares, y se obtiene el promedio que da como resultado que el Grupo Toquepala son rocas peraluminosa y que los otros grupos y superunidad son metaluminosas. El Grupo Toquepala cae en el campo de los granitoides de arco continental, la Superunidad Challaviento en el campo de granitoides de Arco de Islas, el Grupo Barroso y la Superunidad Yarabamba caen en el campo de granitoide arco insular y continental, lo que indica que el magmatismo al Sur del Perú está relacionada a la tectónica de subducción de placas.

Tabla 5.25 Saturación de Alúmina en moles						
Moles	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Al/(Ca+Na+K)	Al/(Na+K)
Challaviento	0.156	0.087	0.054	0.031	0.918	1.865
Yarabamba	0.152	0.076	0.053	0.039	0.914	1.705
Toquepala	0.138	0.039	0.054	0.042	1.027	1.446
Barroso	0.158	0.077	0.059	0.034	0.931	1.705

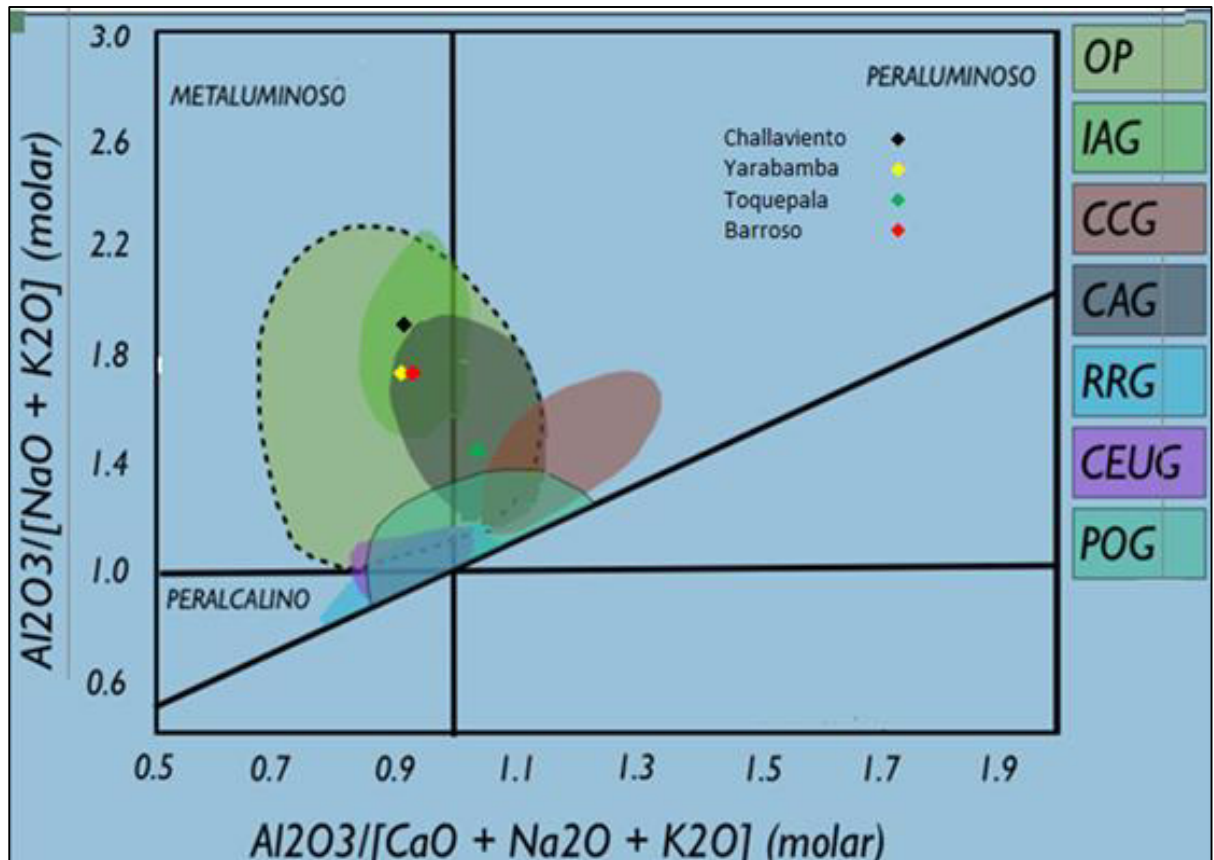


Fig.5.47: Diagrama de discriminación tectónica de Shand

5.2.3.2 DIAGRAMA DE WHALEN: Ga/Al vs Y

En el diagrama de Whalen, et al (1987) de la Fig.5.48 se grafican los valores de Y (ppm) versus los valores de la relación $(Ga/Al) \cdot 10,000$. Cabe notar que a partir de los valores del Al_2O_3 dados en porcentaje, se debe obtener los valores del aluminio en ppm. (Tabla 5.26).

Este diagrama está conformado de dos campos separados uno correspondiente a los granitos del Tipo I y S y el otro al de los granitos tipo A:

Granitoides tipo I: (Ígneo). Es metaluminoso a escasamente peraluminoso, relativamente sódica y tiene un amplio rango de contenido de sílice (56-77% peso de SiO_2). Se consideraron haberse formado de una fuente máfica meta ígnea.

Granitoides tipo S: (Sedimentario). Es el otro tipo fuertemente peraluminoso, relativamente potásico restringida a altas composiciones de sílice (64-77% peso de SiO_2). Le denominaron tipo S por haberse inferido que ellos se han formado a partir de la fusión de rocas metasedimentarias.

Granitoides tipo A: (Anorogénicos). Se reconoce un tipo distintivo de granitoides que es relativamente potásico, tiene alto $\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$, alto Zr y otros elementos de alto campo eléctrico (HFSE). Tales granitoides fueron raramente deformados y fueron inferidos haberse intruido después de los eventos deformativos más jóvenes, que fueron llamados Granitos Anorogénicos. Se denominaron **Tipo A** debido a su alcalinidad, características anhidras y presunción de ambientes tectónicos Anorogénicos. Algunos consideran que este tipo de granitoides están relacionados a alguna forma de extensión continental.

Tabla 5.26: Diagrama de Whalen					
Unidad	Cantidad	Y	Ga	Al	10000Ga/Al
Barroso	81	15.15	21.28	85500	2.49
Toquepala	44	17.34	16.02	75800	2.12
Yarabamba	20	23.78	17.95	82300	2.18
Challaviento	7	15.64	19.43	84300	2.30

Ploteado los datos obtenidos de la Tabla 5.26 tanto las Superunidades de Challaviento y Yarabamba y los Grupos Toquepala y Barroso caen en el campo correspondiente a de los granitoides tipo I y S.

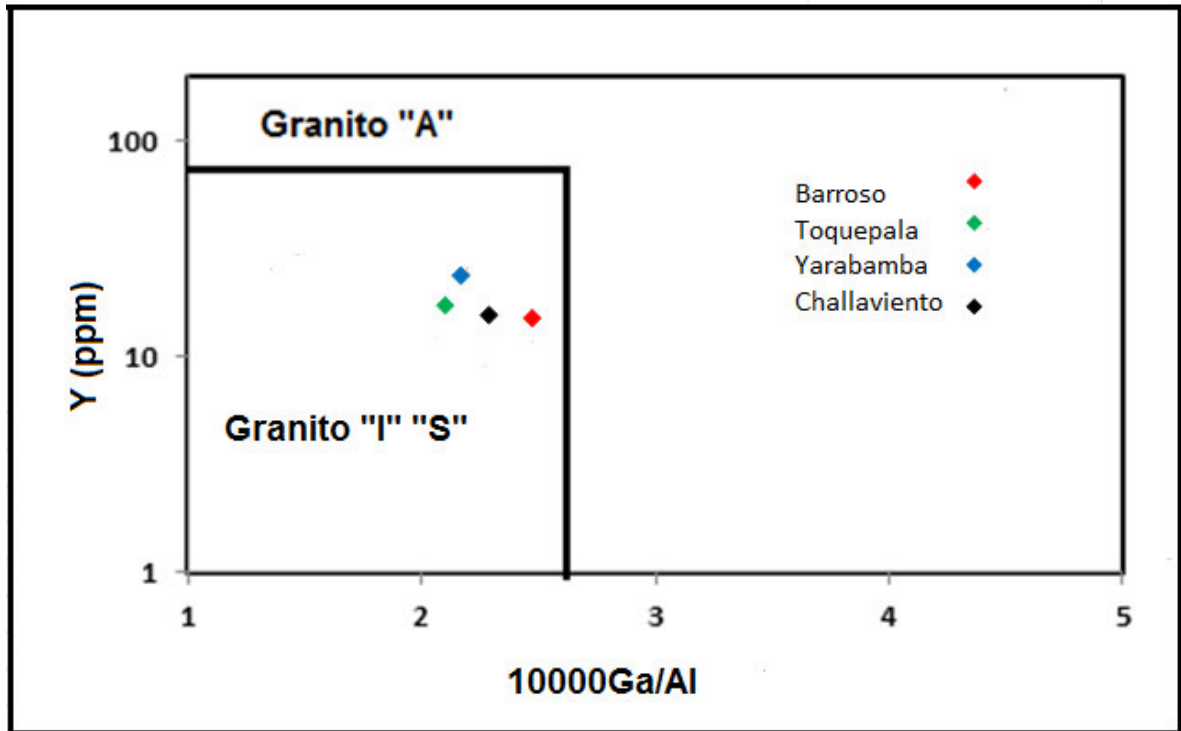


Fig.5.48: Diagrama de Whalen: 10000Ga/Al vs Y

5.2.3.3 DIAGRAMA DE CHAPPELL Y WHITE: SiO_2 vs $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$

Por otro lado, de acuerdo a la clasificación geoquímica para granitos propuesta por Chappell y White (1974), para separar granitos generados por la fusión de una fuente compuesta principalmente por materiales ígneos (granitos Tipo I; concentración molar: $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ o $\text{A}/\text{CNK} < 1.1$) y por materiales sedimentarios (granitos Tipo S; concentración $\text{A}/\text{CNK} > 1.1$), la mayoría de los granitoides Yarabamba, Challaviento, Toquepala y Barroso presentan valores de $\text{A}/\text{CNK} < 1.1$ (Tabla 5.27).

Por lo tanto, el gráfico de la relación molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ o índice de saturación en aluminio o ASI (Aluminum Saturation Index, por sus siglas en inglés; A/CNK) vs. SiO_2 (Fig.5.49) usando el valor promedio de cada unidad geológica nos indica la posible fuente del magma y el carácter metaluminoso

para estos granitoides, todos ellos caen en el campo de los granitos tipo "I"; mientras que en la (Fig.5.50) ploteadas todas las muestras de cada unidad algunas muestras caen en el campo del Tipo "S" con valores ASI >1.1 como el caso del Grupo Barroso y Toquepala, probablemente debido a que estas muestras están contaminadas.

Tabla 5.27: Promedios de valores Chappell y White							
Unidad	No. Muestras	%	En moles				
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Al/CNK
Toquepala	44	70.010	0.140	0.040	0.040	0.070	0.93
Barroso	81	62.100	0.160	0.080	0.060	0.060	0.80
Yarabamba	20	61.730	0.152	0.076	0.053	0.066	0.78
Challaviento	7	61.900	0.156	0.088	0.054	0.053	0.80

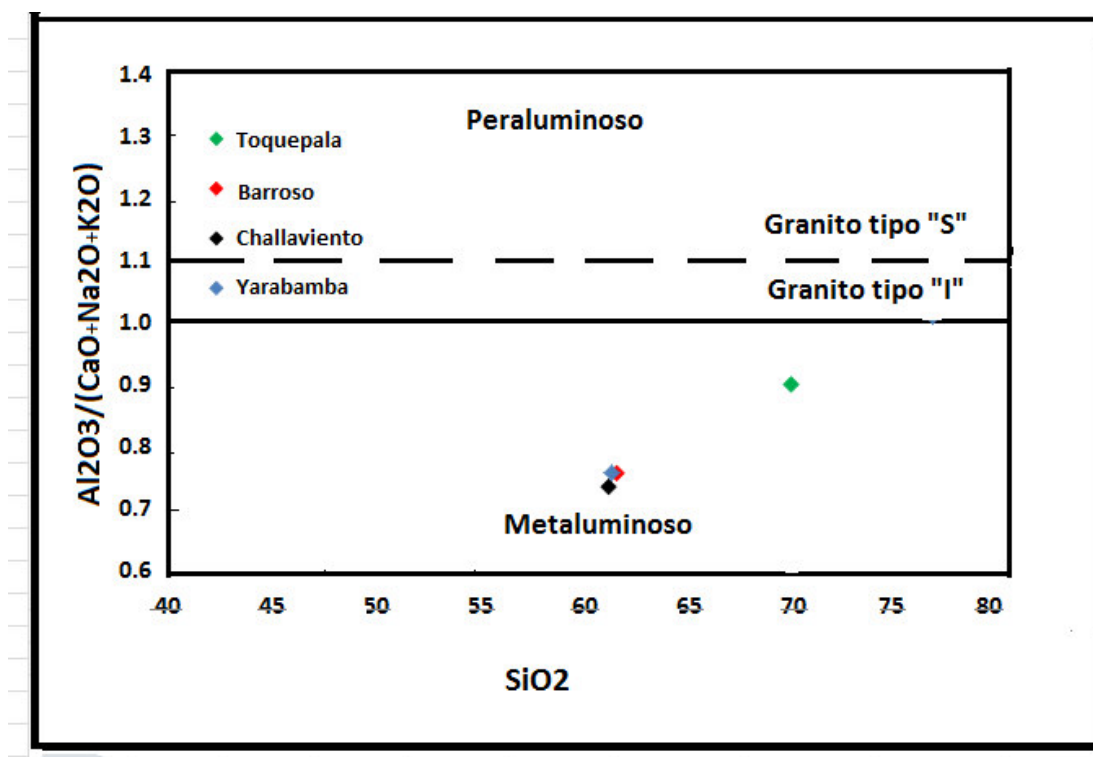


Fig. 5.49: Diagrama Chappell y White mostrando los valores promedios de la SiO₂ vs A/CNK.

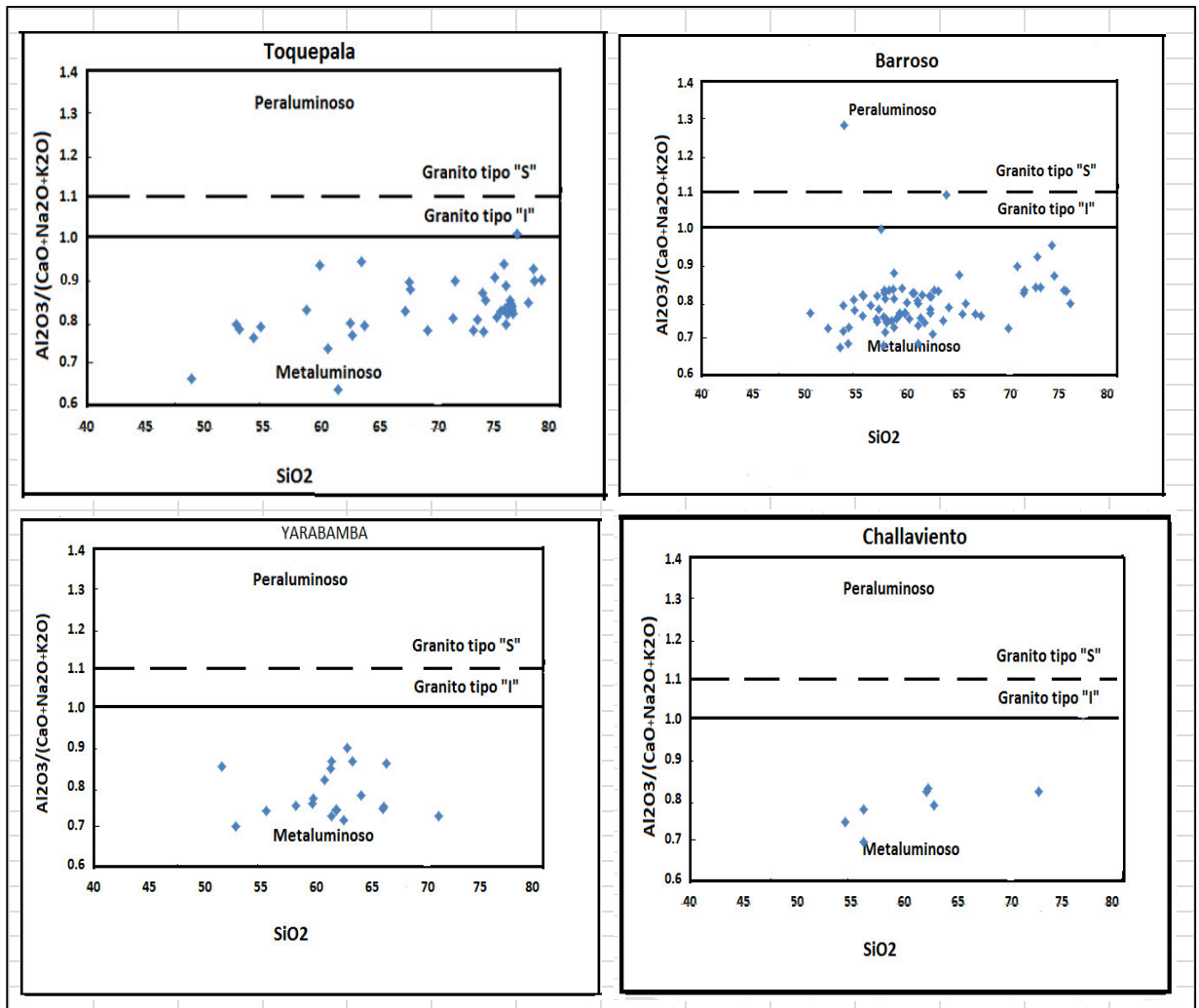


Fig.5.50: Diagrama de Chappell y White mostrando la división de los granitoides en Tipo "I" y Tipo "S".

5.2.3.4 DIAGRAMA DE PEARCE: (Y+Nb) vs Rb

Diagrama de discriminación de ambiente tectónico para granitoides donde se grafican los valores de Y+Nb (log) versus Rb (log) según Pearce, et. al. 1984.

Los granitoides de Challaviento, Toquepala y Barroso y Yarabamba (Tabla 5.28 y Fig. 5.51) caen en el campo de granitos de arco volcánico.

Tabla 5.28: Diagrama de Pearce: (Y+Nb) vs Rb					
Unidad	Cantidad	Y	Nb	Rb	Y+Nb
Barroso	81	15.15	10.69	100.46	25.85
Toquepala	44	17.34	8.65	128.38	25.99
Yarabamba	20	23.78	10.60	174.36	34.38
Challaviento	7	15.64	8.86	109.46	24.50

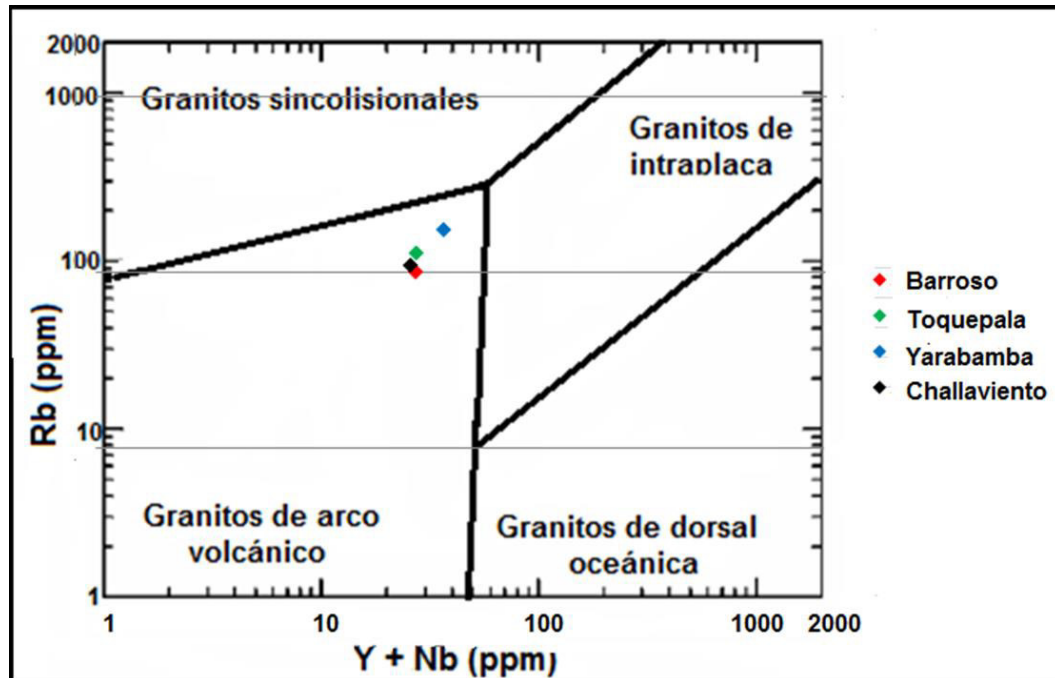


Fig. 5.51: Diagrama de Pearce: (Y+Nb) vs Rb de las cuatro unidades geológicas.

5.2.3.5 DIAGRAMA DE PEARCE: (Y+Nb) vs Nb

Según Pearce el diagrama **Y+Nb** (ppm) versus **Nb** (ppm) nos muestran los diferentes ambientes tectónicos. Las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y los Grupos Toquepala y Barroso caen el campo de los granitos de arco volcánico (Fig.5.52, Tabla 5.28), lo mismo que resulta de aplicar el Diagrama de Pearce (Y+Nb) vs Rb.

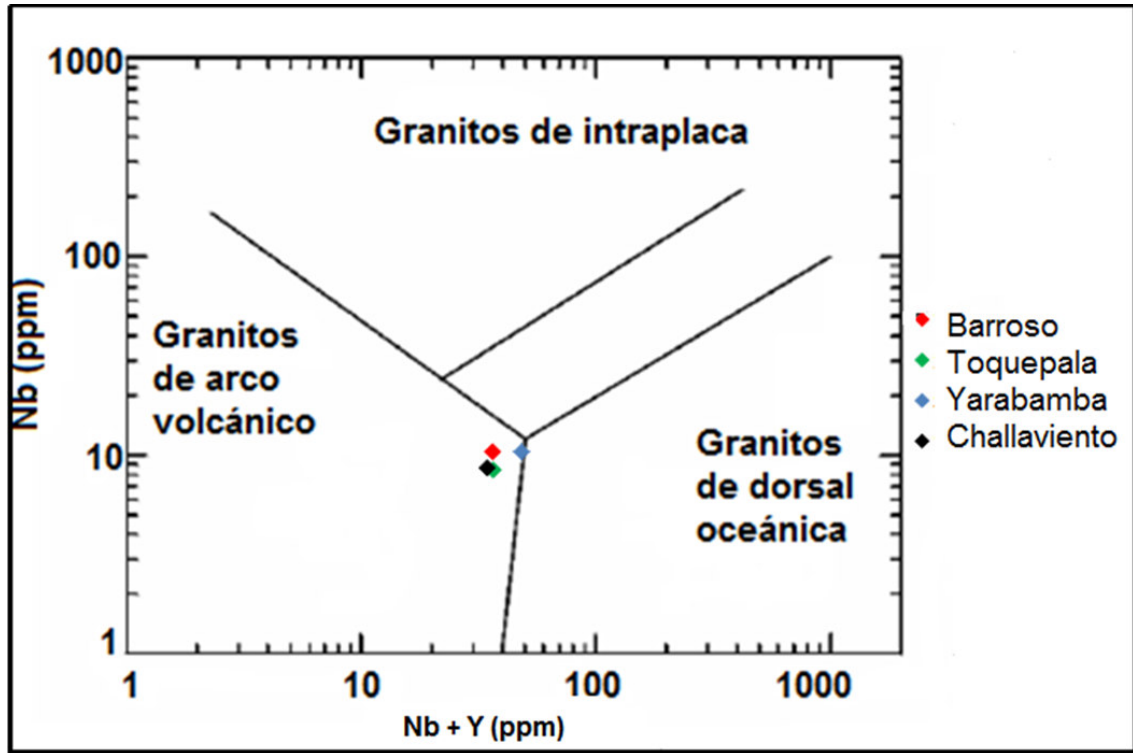


Fig. 5.52: Diagrama de Pearce: (Nb+Y) vs Nb de las cuatro unidades geológicas.

5.2.3.6 DIAGRAMA DE PEARCE: Y vs Nb

Según Pearce el diagrama **Y** versus **Nb** nos muestran cuatro diferentes ambientes tectónicos **VAG**: Granito de arco volcánico; **SYN COLG**: granitos sin colisional; **WPG**: Granito intraplacas y **ORG**: Granitos Dorsal Oceánica.

Las rocas granitoides de las Superunidades de Challaviento y Yarabamba y de los Grupos Toquepala y Barroso caen mayormente en el campo de los Granitos de Arco Volcánico y Granitos syn-Colisional (Fig.5.53 y Tabla 5.28), similares ambientes tectónicos encontrados en los diagramas (**Y+Nb**) vs **Rb** (Fig. 5.51) y (**Nb+Y**) vs **Nb** (Fig.5.52).

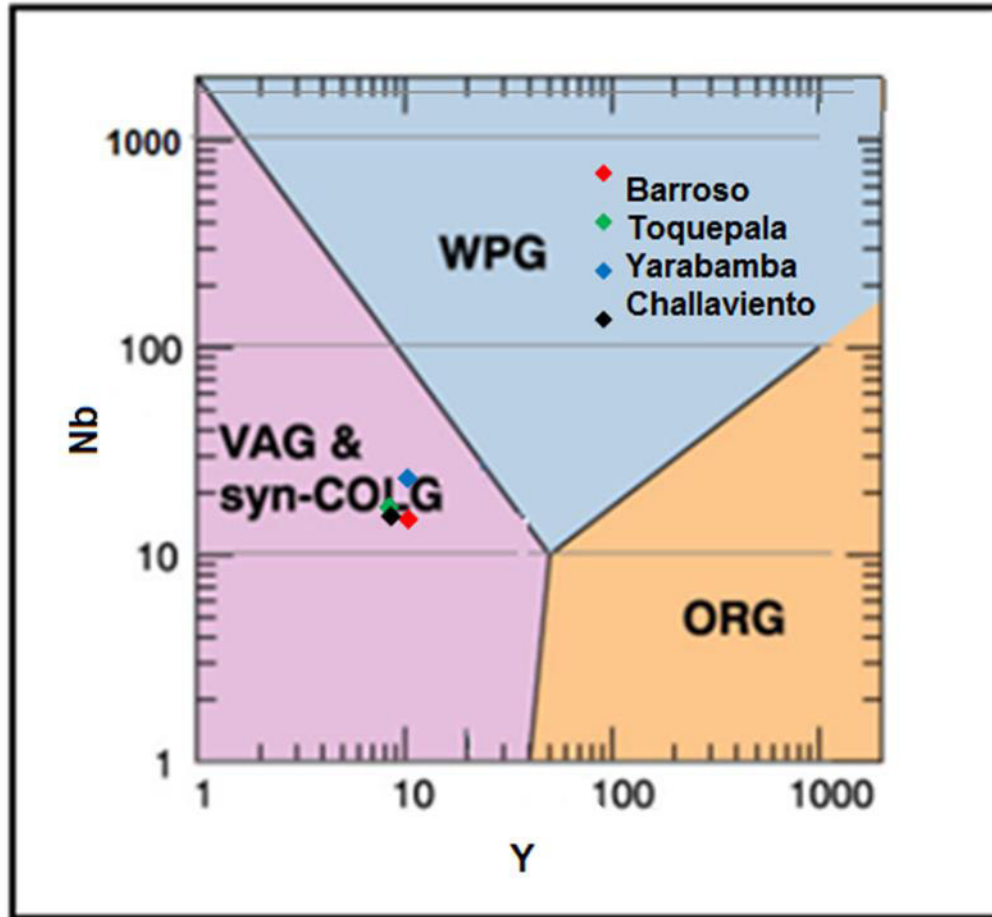


Fig.5.53: Diagrama de Pearce: Y vs Nb de las cuatro unidades geológicas

5.2.3.7 Diagrama (Yb+Ta) vs Rb

Este diagrama nos muestra que tres de las unidades geológicas se encuentran en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG) que son Superunidad Challaviento y los Grupos Barroso y Toquepala y en el límite entre los campos granito de arco volcánico y de granito intraplaca (WPG) se ubica la Superunidad Yarabamba. (Fig. 5.54 y Tabla 5.29)

Tabla 5.29: Diagrama (Yb+Ta) vs Rb					
Unidad	Cantidad	Yb	Ta	Rb	(Yb+Ta)
Yarabamba	20	2.59	3.88	192.36	6.47
Challaviento	7	1.61	2.93	109.46	4.54
Toquepala	44	1.89	2.51	128.38	4.41
Barroso	81	1.42	2.26	100.46	3.68

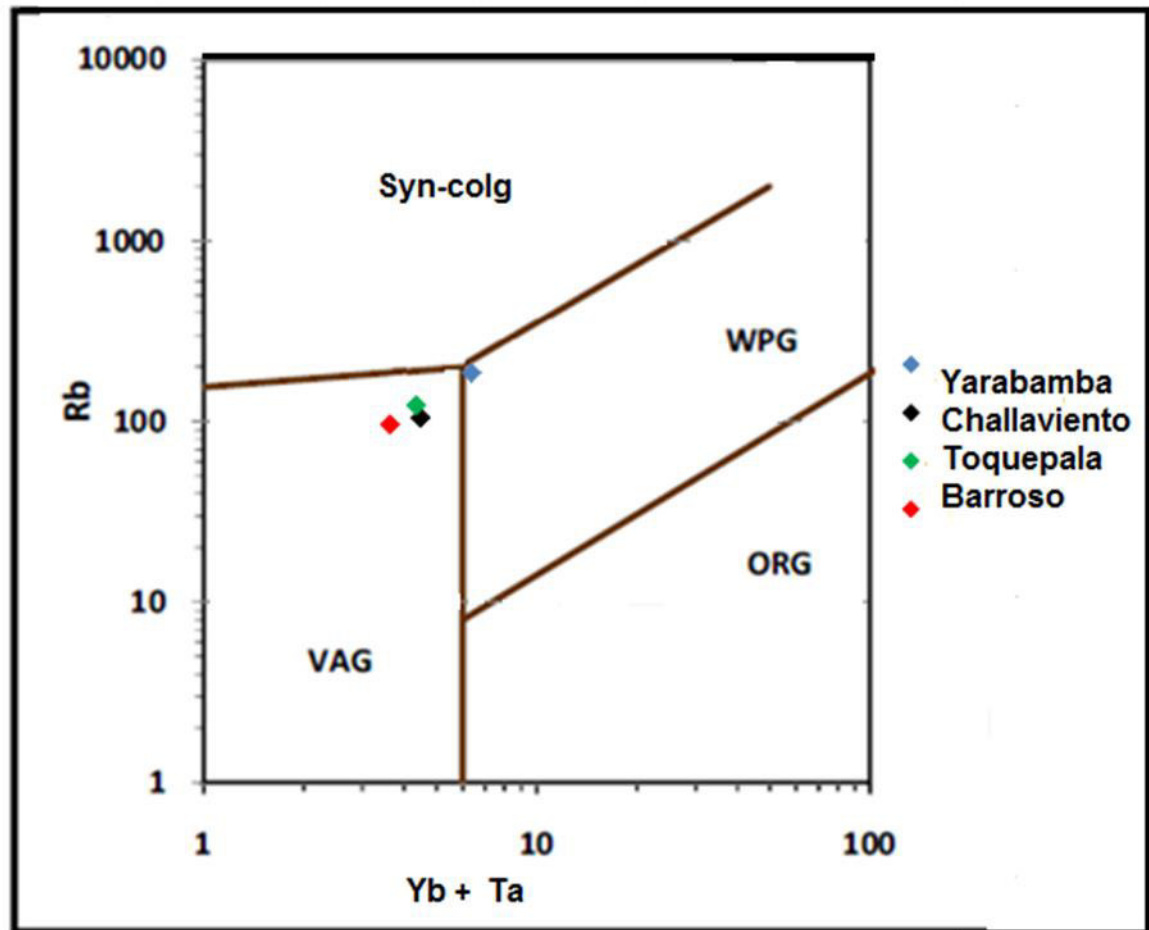


Fig. 5.54 Diagrama de (Yb+Ta) vs Rb de las cuatro unidades geológicas.

5.2.3.8 PROFUNDIDAD DE LA FUENTE MAGMÁTICA: SiO_2 vs Ce/Y

Para estimar la profundidad de las cámaras magmáticas donde se generan los magmas, se ploteo los promedios de los datos del Ce/Y vs SiO_2 de las Superunidades intrusivas y de los Grupos de volcánicos (Tabla 5.30) en el diagrama Ce/Y vs SiO_2 propuesto por Mantle y Collins (2008), en donde se observa que los intrusivos de la Superunidades Challaviento, Toquepala y Yarabamba (Fig. 5.55) se formaron dentro de una corteza con espesor de 30 - 50 Km, mientras que los volcánicos del Barroso en una corteza mayor de 60 - 70 Km de profundidad.

Tabla 5.30: Profundidad de la Fuente: SiO_2 vs Ce/Y				
	SiO_2	Ce	Y	Ce/Y
Barroso	62.10	76.09	15.31	5.94
Toquepala	70.01	49.16	17.34	3.14
Yarabamba	61.73	58.48	23.78	2.46
Challaviento	61.97	55.14	15.64	3.53

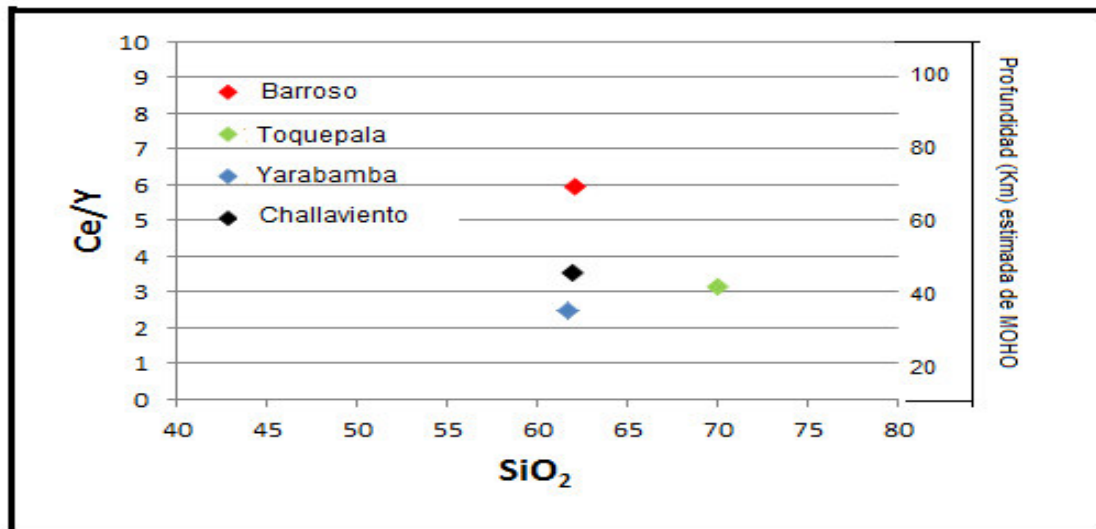


Fig. 5.55: Diagrama de profundidad estimada para las cuatro unidades geológicas.

5.2.3.9 PROFUNDIDAD ESTIMADA: Eu/Eu^* vs Ce/Y

El diagrama Eu/Eu^* vs Ce/Y determina la profundidad estimada de asimilación del magma. Se usan estos elementos Tierras Raras dado que el resto de las tierras raras son trivalentes, el Eu bivalente presenta un comportamiento diferencial produciendo anomalías que se mide por la razón Eu/Eu^* definida como:

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu(n)}{\sqrt{Sm(n) \times Gd(n)}}$$

(n) normalizado

Tabla 5.31: Valores para estimación de la profundidad de los magmas									
	Valores en ppm				Valor Wakita	Valores Normalizados			
	Yarabamba	Challaviento	Toquepala	Barroso		Yarabamba	Challaviento	Toquepala	Barroso
Ce	55.48	55.14	76.09	49.16	0.91				
Y	23.78	15.64	17.34	15.15	2.10				
Eu	1.07	1.01	1.30	0.82	0.07	15.29	14.43	18.57	11.71
Sm	5.57	4.14	5.15	3.84	0.20	27.85	20.70	25.75	19.20
Gd	5.43	3.70	4.40	4.96	0.26	20.88	14.23	16.92	19.08
Eu*						24.12	17.16	20.88	19.14
Eu/Eu*						0.63	0.84	0.89	0.61
Ce/Y	2.46	3.53	4.39	3.24					

Las rocas del Grupo Toquepala tienen valores altos de Ce/Y mayor de 4 por lo tanto estas rocas se formaron dentro de una corteza mayor de 40 Km es decir tienen una profundidad de asimilación del magma mayor a 40 km aproximadamente (Tabla 5.31 y Fig. 5.56)

La Superunidad Challaviento y el Grupo Barroso tienen valores bajos de Ce/Y desde 3 a 4 por lo tanto estas tienen una profundidad de asimilación del magma a menos 40 km. El intrusivo de la Superunidad Yarabamba tienen valores menores de 3 por lo que se formaron dentro de una corteza menor de 30 Km.

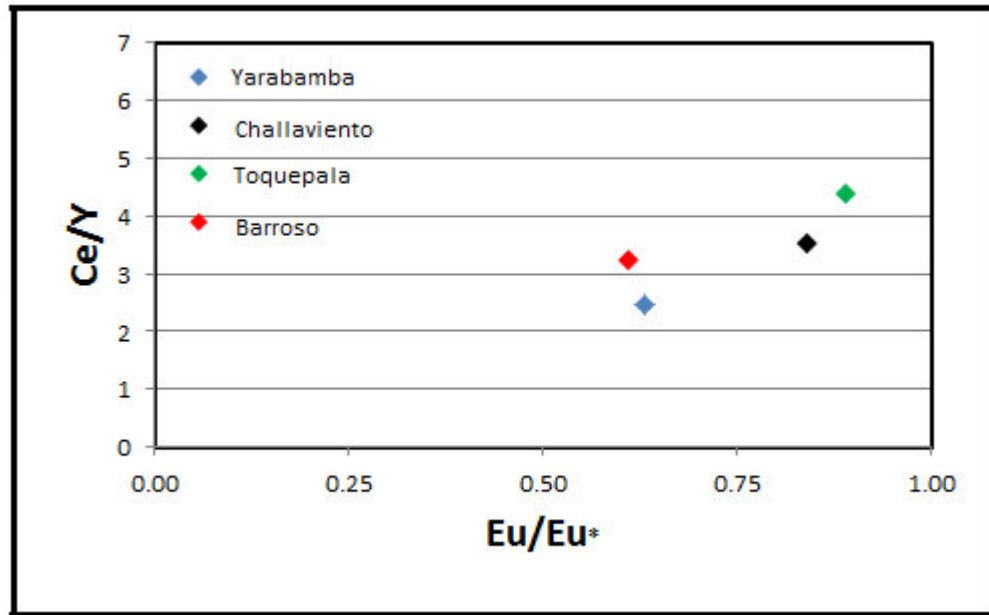


Fig. 5.56: Diagrama de profundidad de la fuentes de los Intrusivos y Volcánicos

5.2.3.10 Antigüedad de los magmas: SiO_2 vs Sm/Yb

Este diagrama contrasta la abundancia del SiO_2 vs el ratio o proporción de Sm/Yb , este ratio va a determinar la antigüedad de la roca a nivel de los Andes Sudamericanos, es un estándar proporcional. Según Mirian Mamani (2010) se determinó que probablemente a mayor valor de Sm/Yb los magmas son más recientes mientras que a menor valor de Sm/Yb las muestras son más antiguas. (Tabla 5.32, Fig. 5.57)

Tabla 5.32: Valores para antigüedad de magma					
Unidad	Muestra	Sm	Yb	SiO_2	Sm/Yb
Yarabamba	20	5.57	2.59	61.73	2.15
Challaviento	7	5.57	1.61	62.97	3.45
Toquepala	44	3.77	1.89	70.01	1.99
Barroso	81	5.15	1.42	62.10	3.64

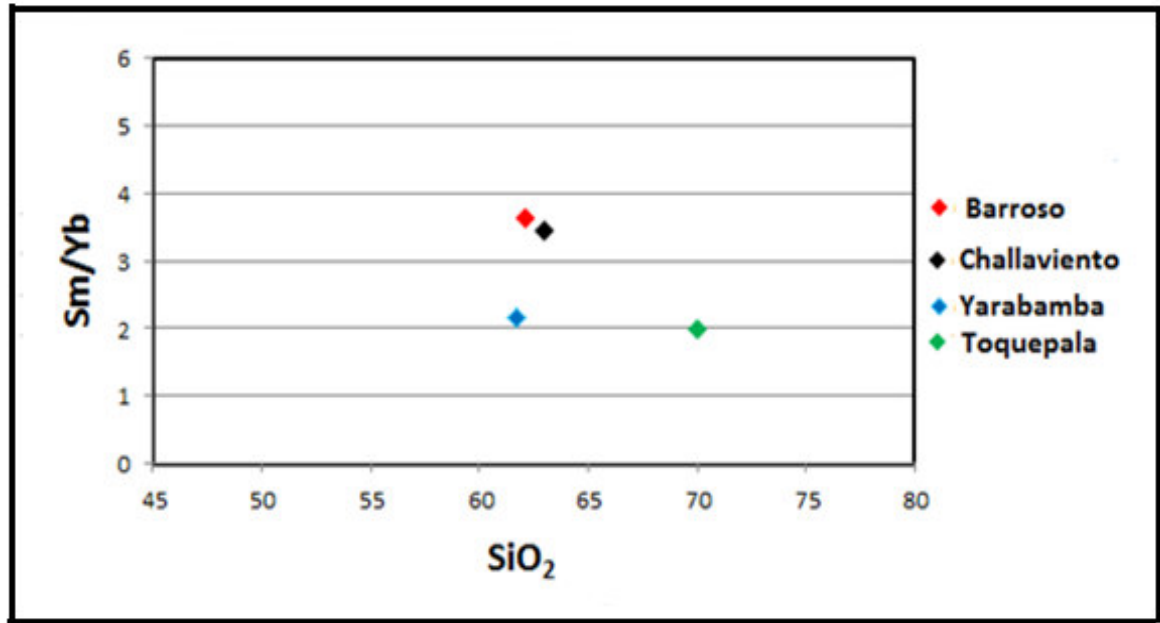


Fig.5.57: Diagrama para determinar la antigüedad de las rocas: SiO₂ vs Sm/Yb

Las rocas volcánicas del Grupo Toquepala son las más antiguas por su baja abundancia de Sm/Yb, seguidos de las rocas de la Superunidad Yarabamba y las rocas de la Superunidad Challaviento y por último el Grupo Barroso por sus altas abundancias de Sm/Yb son más recientes, confirmando las edades establecidas para cada una de las unidades investigadas (Fig.4.4 Datos geocronológicos basados y modificado de Pitcher et al 1986).

5.2.4 CÁLCULOS Y DIAGRAMAS DE FLUIDOS HIDROTERMALES Y MINERALIZACIÓN

Sobre la base de estudios mineralógicos, texturales, paragenéticos, de inclusiones fluidas y de isótopos estables, se caracteriza al ambiente termoquímico en el cual tuvo lugar la depositación de la mineralización, así se estima la composición de los fluidos mineralizantes, el modo en que se

transportan los metales y los mecanismos que habrían llevado a su depositación.

Como se cita precedentemente, son numerosos los aportes sobre la geología, mineralogía y metalogénesis de los depósitos; sin embargo, poco se ha avanzado en el conocimiento de las características de los fluidos hidrotermales responsables de su formación.

En esta investigación usando diagramas geoquímicos se ha estimado las características de los magmas, la diferenciación de los magmas, el grado de oxidación, su contenido de agua y su relación con los fluidos hidrotermales, y su asociación a la mineralización. Además, con los estudios de las últimas décadas se sabe que la anomalía de Eu/Eu^* es un factor importante en la determinación de los fluidos que están asociados a los magmas fértiles (Mamani, et al. 2010).

5.2.4.1 DIAGRAMA DE CIRCULACIÓN DE FLUIDOS HIDROTERMALES: U vs Th.

Conociendo que los elementos radiactivos U, Th, incrementan sus concentraciones en la corteza superior que implica que ha habido una mayor contaminación cortical y mayor circulación de fluidos hidrotermales. Por lo tanto, usando los valores promedios de las rocas intrusivas y volcánicas (Tabla 5.33, Fig.5.58) de las unidades geológicas estudiadas se determina que los volcánicos del Grupo Toquepala y la Superunidad Challaviento presentan valores de U y Th más bajos que las demás unidades geológicas, debido a ello, caen en el campo de menor contaminación cortical y menor circulación de fluidos. El Grupo Barroso presenta valores altos de Th pero bajos en U, por ello cae en el campo de mayor circulación de fluidos y de mayor contaminación cortical, aunque en menor grado que las rocas intrusivas de la Superunidad Yarabamba que presentan valores altos de Th y de U, por lo tanto se distinguen

que en este tipo de roca ha habido una mayor circulación de fluidos hidrotermales por lo tanto haber sufrido mayor contaminación cortical.

Tabla 5.33: Valores de U vs Th			
Unidad	Cantidad	Promedio	
		U	Th
Yarabamba	20	5.43	18.95
Challaviento	7	3.14	13.29
Toquepala	44	2.98	11.21
Barroso	81	3.25	10.78

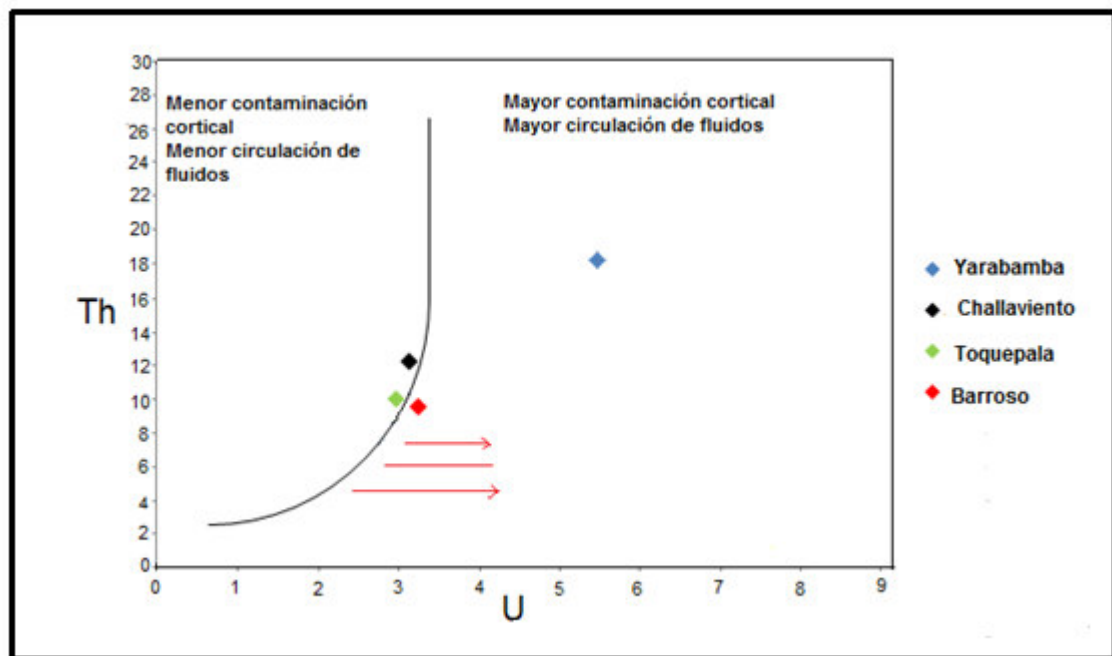


Fig.5.58: Diagrama de circulación de fluidos hidrotermales

En la Fig. 5.59 se plotearon todos los valores de las muestras de las cuatro unidades geológicas, determinándose que la Superunidad Yarabamba el 75% de las muestras están contaminadas, seguido del Grupo Barroso con 68%, Grupo Toquepala 61% y la Superunidad Challaviento con 57%.

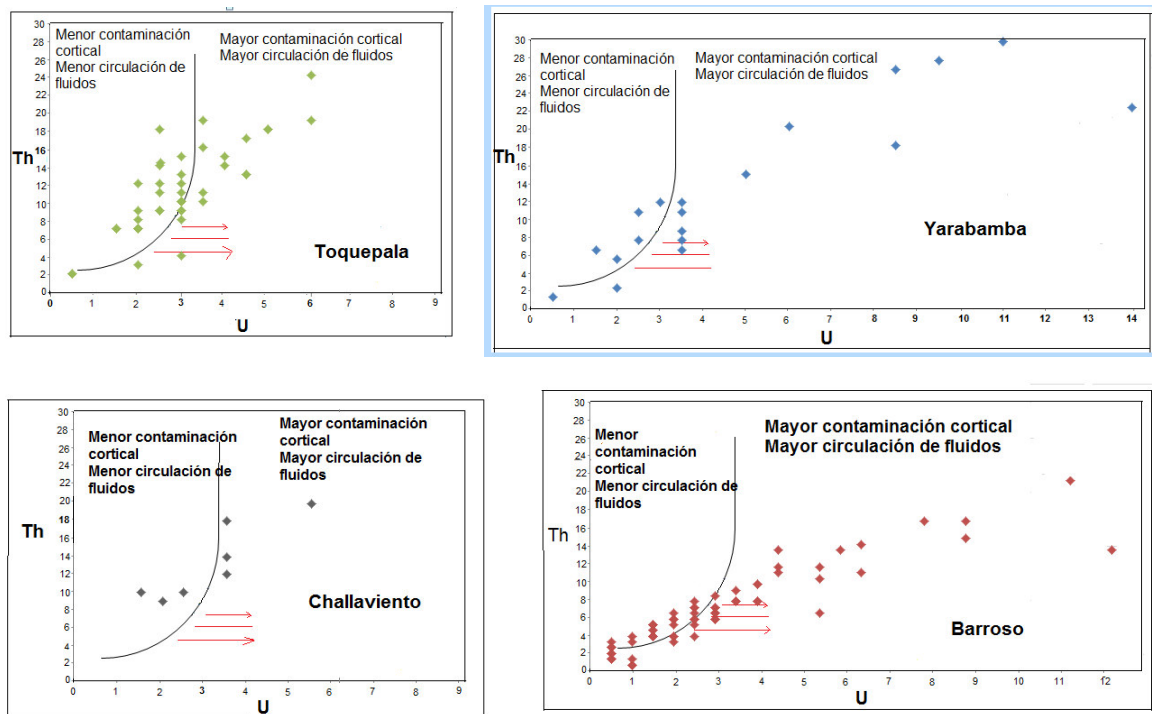


Fig.5.59: Diagrama de circulación de fluidos hidrotermales de las cuatro unidades geológicas.

5.2.4.2 DIAGRAMA DE DIFERENCIACIÓN DE LOS EVENTOS MAGMÁTICOS: SiO_2 vs FeO

Según este diagrama se puede determinar tres tipos de diferenciación magmática (Tabla 5.34 y Fig. 5.60)

El primero son rocas básicas a intermedias que comprenden a las rocas intrusivas de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento por ser más ricos en Fe total y que disminuye con el aumento de la sílice.

El segundo evento son las rocas volcánicas de los Grupos Barroso de composición intermedia que presenta una fuerte oxidación probablemente por acción de flujos hidrotermales o alteración intempérica.

Y el tercer evento son las rocas volcánicas del Grupo Toquepala bien diferenciadas de bajo contenido de hierro y alto contenido de sílice, en promedio de composición ácida.

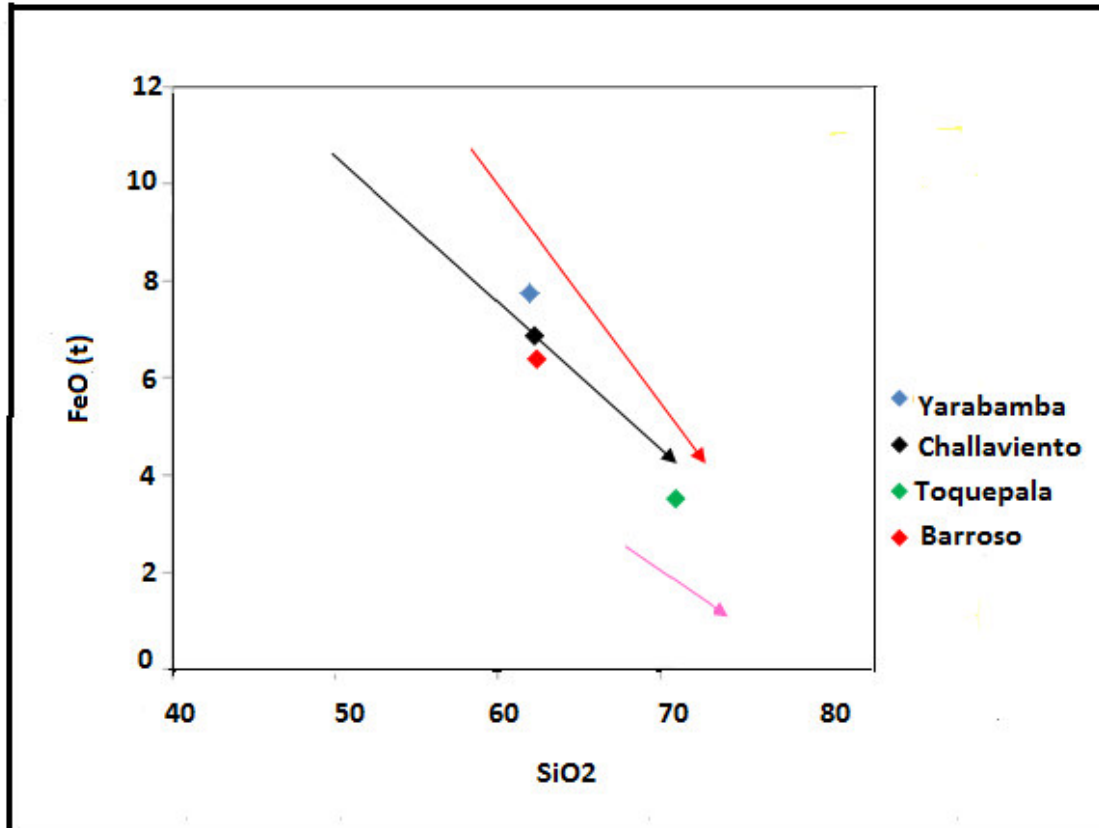


Fig. 5.60: Diagrama de diferenciación de eventos magmáticos.

Tabla 5.34: Diagrama SiO ₂ vs FeO (t) para diferenciar eventos magmáticos					
Unidades	Cantidad	FeO	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	FeO (t)
Yarabamba	20	2.85	5.53	61.73	7.82
Challaviento	7	2.59	4.93	61.97	7.02
Toquepala	44	0.98	3.17	70.01	3.84
Barroso	81	1.83	5.20	62.1	6.51

5.2.4.3 DIAGRAMA TIPOS DE MAGMAS SECOS O HIDRATADOS: $Al/(Ca+Na+K)$ vs Eu/Eu^* .

Según el diagrama de Alúmina/álcalis vs Eu/Eu^* , calculado los valores de alúmina /álcalis en proporciones molares y el ratio Eu/Eu^* los valores se han normalizado de acuerdo a los valores de Wakita (Tabla 5.13), destacando lo siguiente (según Tabla 5.35 y Fig.5.61):

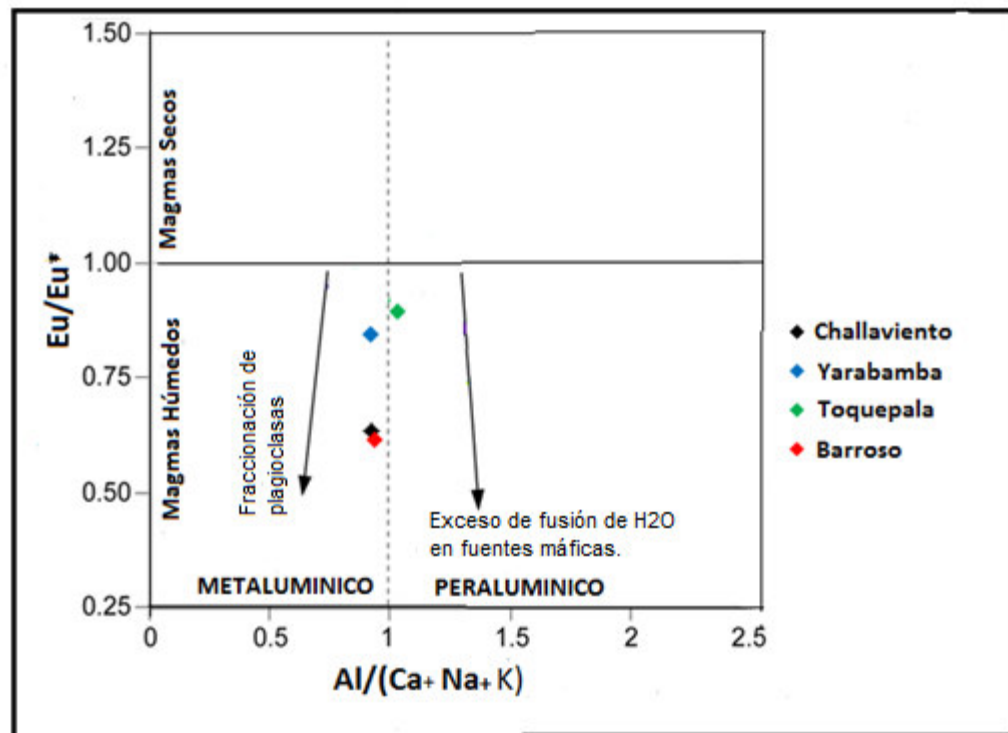


Fig.5.61: Diagrama de magmas húmedos y secos entre álcalis y Eu/Eu^* .

Tabla 5.35: Tipos de Magmas Secos e Hidratados		
Unidades	$Al/(Ca+Na+K)$	Eu/Eu^*
Challaviento	0.918	0.63
Yarabamba	0.914	0.84
Toquepala	1.027	0.89
Barroso	0.931	0.61

Los magmas de la composición del Grupo Barroso pertenecen a la zona metaluminosa y se observa un fraccionamiento de plagioclasas.

Las rocas de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento se ubican en la etapa de transición con cierta tendencia a ser metaaluminicos.

Los magmas del Grupo Toquepala son las más peraluminicas por lo tanto éstos presentan exceso de fusión de agua en fuentes máficas, por lo que puede generar fluidos hidrotermales y agentes transportadores de iones metálicos.

Todas las muestras de las dos Superunidades de intrusivos y los dos Grupos de volcánicos están dentro del rango de magmas húmedos.

5.2.4.4 GRADO DE OXIDACIÓN

En los estudios geoquímicos interesa conocer el Hierro total de las rocas expresado unas veces como FeO y otras como Fe₂O₃ para conocer el grado de oxidación. Para realizar la transformación de uno en otro óxido nos basamos en el hecho de que los equivalentes son números proporcionales al número de cationes de cada óxido, es decir, se pueden considerar como el valor molecular de un óxido que solamente tuviera un átomo metálico.

Para convertir el % peso del Fe₂O₃ a FeO total se utiliza una constante cuyo valor es de 1.1113 o 0.8998 (éste último obtenido de 1/1.1113)

$$Fe\ total = Fe_2O_3 + FeO$$

$$Fe_2O_3\ total = Fe_2O_3 + FeO(1.1113)$$

$$FeO\ total = FeO + Fe_2O_3/1.1113$$

La Superunidad Challaviento muestra un contenido de Fe total de 7.512%, FeO de 7.024% y Fe₂O₃ total de 7.796%) y la Superunidad Yarabamba 8.376%, 7.828% y 8.689% de Fe total, FeO y Fe₂O₃ respectivamente (Tabla 5.36).

El Grupo Barroso muestra un contenido total de Fe de 7.03%, Fe_2O_3 total de 7.23% y FeO de 6.51%) y el Grupo Toquepala 4.15%, 4.26% y 3.84% de Fe total, Fe_2O_3 y FeO respectivamente (Tabla 5.36).

El resultado de las transformaciones del Fe^{+3} y Fe^{+2} arrojan un notorio incremento del Fe total, Fe_2O_3 y FeO en los intrusivos de la Superunidad Yarabamba comparando con los de la Superunidad Challaviento y los Grupos Toquepala y Barroso, debido a que las rocas intrusivas de esta Superunidad ha sufrido una oxidación ya sea en un último estadio de cristalización o en procesos posteriores tales como alteraciones hidrotermales, etc. por lo cual se tiene una gran cantidad de hierro férrico relativo al hierro ferroso, que lleva a la conclusión que cuanto mayor sea la cantidad de Fe_2O_3 mayor cantidad de FeO se consume, como es el caso de la Superunidad Yarabamba que ha sufrido mayor contaminación que las demás rocas ígneas.

Tabla 5.36: Grado de Oxidación en %				
	Challaviento	Yarabamba	Barroso	Toquepala
Fe_2O_3 prom.	4.926	5.525	5.20	3.17
FeO prom.	2.586	2.851	1.83	0.98
Fe total	7.512	8.376	7.03	4.15
FeO total	7.024	7.828	6.51	3.84
Fe_2O_3 total	7.796	8.689	7.23	4.26

4.3.4.5 DIAGRAMA ESTADO DE OXIDACIÓN VS. EL CONTENIDO AGUA: Eu/Eu* vs Fe total.

Usando los valores del FeO total de la Tabla 4.36 y Eu/Eu* de la Tabla 5.35 se construyó el diagrama que correlaciona el contenido de agua vs la oxidación de las rocas (Tabla 5.37 Fig.5.62 y Fig. 5.63)

En base al estado de oxidación vs el contenido agua está representado por la anomalía de Zn-Pb-Ag.

Las rocas de las cuatro unidades caen en el campo de la corteza continental o primitiva y dentro de los granitos “tipo I” o de la “serie de la magnetita”, también están reducidos relativamente al incremento de la fugacidad de oxígeno, es decir, indican que son magmas húmedos.

Además tienen pre disponibilidad de estar asociadas a elementos calcófilos, por lo tanto las rocas de la Superunidad Challaviento está asociado a magmas de la serie de la magnetita con ocurrencias de Cu-Au y polimetálicos y el Grupo Barroso cercano al campo del Cu-Mo y el Grupo Toquepala al campo del Cu-Mo y polimetálicos, en tanto que la Superunidad Yarabamba no cae en ningún campo de mineralización.

Tabla 5.37: Contenido de Agua vs Oxidación		
Unidades	Eu/Eu*	FeO (t)
Yarabamba	0.63	7.82
Challaviento	0.84	7.02
Toquepala	0.89	3.84
Barroso	0.61	6.51

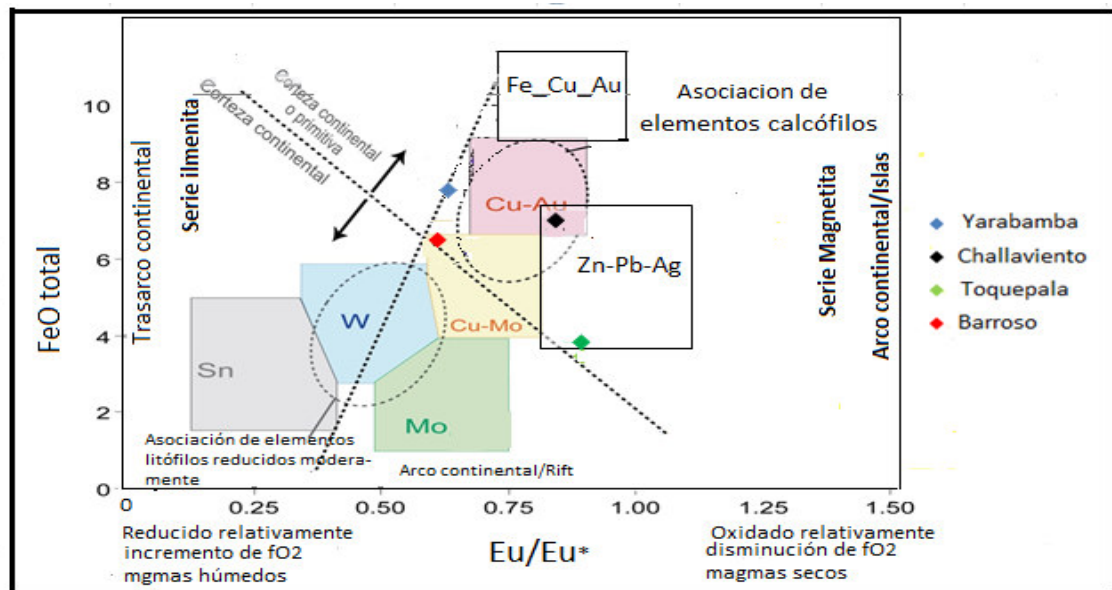


Fig. 5.62: Diagrama de contenido de agua vs oxidación y mineralización.

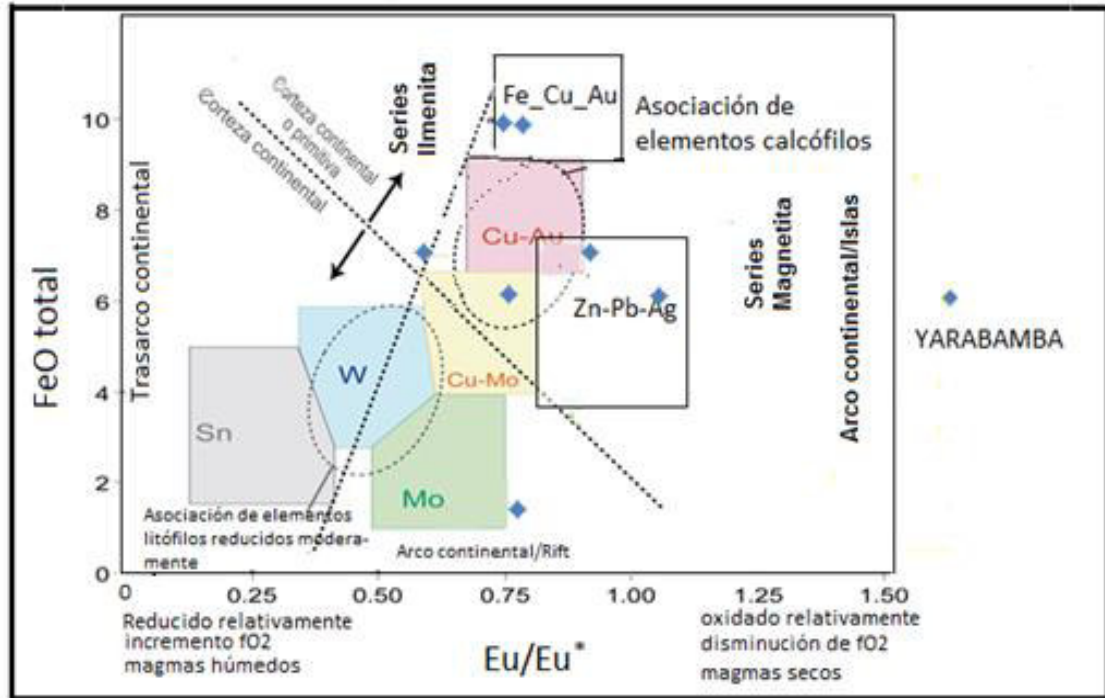


Fig.5.63: Diagrama mostrando la relación de la mineralización y la Superunidad de Yarabamba. Asociado a los elementos calcófilos relacionados a depósitos polimetálicos y Fe-Cu-Au

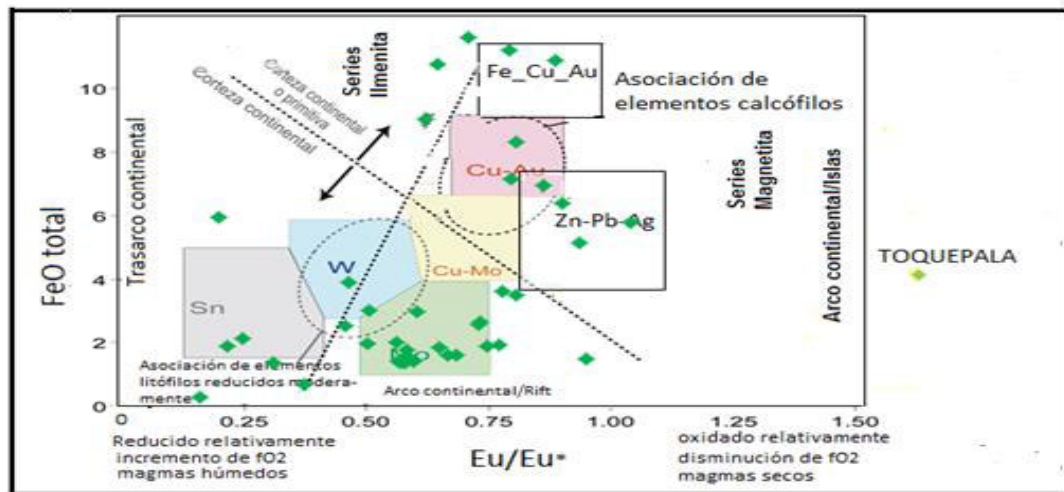


Fig. 5.64: Diagrama mostrando la relación de la mineralización y el Grupo Toquepala. Asociado mayormente a elementos calcófilos relacionados a Cu-Mo, Mo y polimetálicos, algunas muestras caen en el campo de los elementos litófilos de Sn y W.

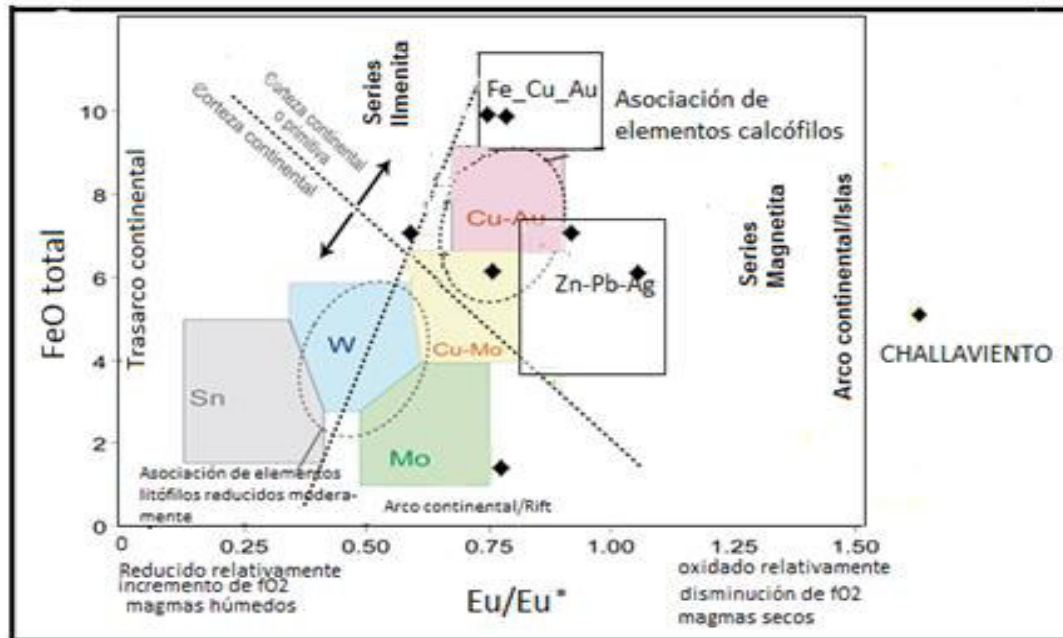


Fig.5.65: diagrama mostrando la relación de la mineralización con la Superunidad Challaviento. Asociado principalmente a elementos calcófilos relacionados a depósitos polimetálicos.

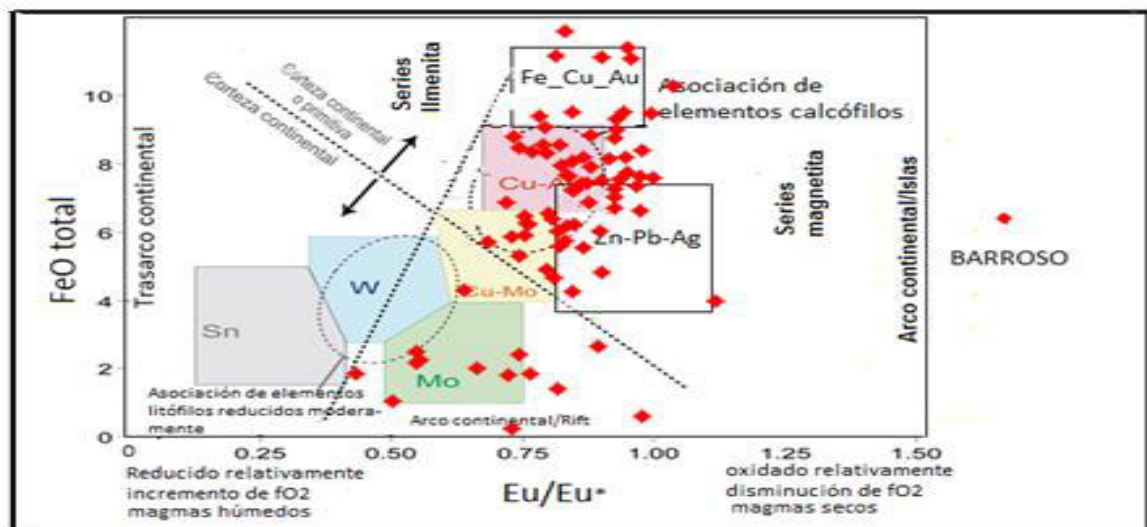


Fig. 5.66: Diagrama mostrando la relación de la mineralización con el Grupo Barroso. Asociado a elementos calófilos relacionados a depósitos de Fe-Cu-Au: Cu-Au y polimetálicos.

MATRIZ DE CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

INDICADORES	YARABAMBA	CHALLAVIENTO	TOQUEPALA	BARROSO
Saturación de Alúmina	Metalumino	Metalumino	Peralumino	Metalumino
SiO ₂ vs Na ₂ O+K ₂ O	Subcalino	Subcalino	Subcalino	Subcalino
SiO ₂ vs K ₂ O	Calcoalcalina de alto K	Calcoalcalina de alto K	Calcoalcalina de alto K	Calcoalcalina de alto K
TAS	Predomina la monzonita, Granodiorita y tonalita Intermedio	Predomina la granodiorita, tonalita Félsico	Predomina la riolita, dacita, traquidacita, traquiandesita Félsico	Predomina andesita/traquiandesita, dacita/traquidacita, riolita, traquiandesita Intermedio
Harker	K ₂ O y Na ₂ O aumenta con el incremento del SiO ₂ Denota evolución por cristalización fraccionada	K ₂ O y Na ₂ O aumenta con el incremento del SiO ₂ Denota evolución por cristalización fraccionada	K ₂ O y Na ₂ O aumenta con el incremento del SiO ₂ Denota evolución por cristalización fraccionada	K ₂ O y Na ₂ O aumenta con el incremento del SiO ₂ Denota evolución por cristalización fraccionada
Tierras Raras	Presenta anomalía negativa de Eu. Enriquecimiento de tierras Raras pesadas (ausencia de zircón). Enriquecimiento de tierras raras ligeras.	No presenta. Empobrecimiento de tierras raras pesadas (presencia de zircón). Enriquecimiento de tierras raras ligeras.	Presenta anomalía negativa de Eu. Empobrecimiento de tierras raras pesadas (presencia de zircón). Enriquecimiento de tierras raras ligeras.	No presenta. Empobrecimiento de tierras raras pesadas. (presencia de zircón). Enriquecimiento de tierras raras ligeras.
Spider multielementales	Enriquecimiento de elementos LILE (<100) y un Empobrecimiento de elementos HFSE (<10). Anomalías negativas de Nb y positivas de Th y Ce indican que está relacionado al marco tectónico de subducción de placas.	Enriquecimiento de elementos LILE (<100) y un Empobrecimiento de elementos HFSE (<10). Anomalías negativas de Nb y positivas de Th y Ce indican que está relacionado al marco tectónico de subducción de placas.	Enriquecimiento de elementos LILE (<100) y un Empobrecimiento de elementos HFSE (<10). Anomalías negativas de Nb y positivas de Th y Ce indican que está relacionado al marco tectónico de subducción de placas.	Enriquecimiento de elementos LILE (<100) y un Empobrecimiento de elementos HFSE (<10). Anomalías negativas de Nb y positivas de Th y Ce indican que está relacionado al marco tectónico de subducción de placas.

INDICADORES	YARABAMBA	CHALLAVIENTO	TOQUEPALA	BARROSO
Elementos de transición	Mayor concentración de Ti, Mn, Fe, Co, Cu	Mayor concentración de V	Valores debajo del resto.	Mayor concentración de Ni y Zn
$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ Vs $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$	Campo de granitoides de arco insular y continental. Relacionada a la tectónica de subducción de placas.	Campo de los granitoides de arco de islas. Relacionada a la tectónica de subducción de placas	Campo de los granitoides de arco continental. Relacionada a la tectónica de subducción de placas	Campo de granitoide de arco insular y continental. Relacionada a la tectónica de subducción de placas.
Ga/Al vs Y	Campo de los granitoides del tipo "I" y "S"	Campo de los granitoides del tipo "I" y "S"	Campo de los granitoides del tipo "I" y "S"	Campo de los granitoides del tipo "I" y "S"
(Y+Nb) vs Rb	Campo de granitos de arco volcánico, algunas rocas caen en el campo de granito intraplaca.	Campo de granitos de arco volcánico	Campo de granitos de arco volcánico	Campo de granitos de arco volcánico
(Y+Nb) vs Nb	Campo de los granitos de arco volcánico	Campo de los granitos de arco volcánico	Campo de los granitos de arco volcánico	Campo de los granitos de arco volcánico
Y vs Nb	Campo de los granitos de arco volcánico	Campo de los granitos de arco volcánico	Campo de los granitos de arco volcánico	Campo de los granitos de arco volcánico
(Yb+Ta) vs Rb	En el límite del campo de los granitos arco volcánico y los granitos intraplacas.	Campo de los granitos arco volcánico.	Campo de los granitos arco volcánico.	Campo de los granitos arco volcánico.
SiO ₂ vs Ce/Y	Se formó dentro de una corteza con espesor mayor de 40 Km.	Se formó dentro de una corteza con espesor mayor de 40 Km.	Se formó dentro de una corteza con espesor menor de 40 Km.	Se formó dentro de una corteza con espesor mayor de 60 Km.
Eu/Eu* vs Ce/Y	Se formó dentro de una corteza menor de 30 Km	Se formó dentro de una corteza menor de 40 Km	Se formó dentro de una corteza mayor de 40 Km	Se formó dentro de una corteza menor de 35 Km
SiO ₂ vs Sm/Yb	Estas rocas son las segundas más antiguas (2)	Estas rocas son las terceras más antiguas (3)	Las rocas de este Grupo son las más antiguas (1)	Las rocas son las más jóvenes (4)
U vs Th	No presenta contaminación cortical superior debido a la menor circulación de fluidos	No presenta contaminación cortical, debido a la menor circulación de fluidos.	Presentan mayor contaminación cortical debido a la mayor circulación de fluidos	Presentan moderadamente contaminación cortical. Debido a la mayor circulación de fluidos

INDICADORES	YARABAMBA	CHALLAVIENTO	TOQUEPALA	BARROSO
SiO ₂ vs FeO total	Serie de rocas intrusivas básicas a intermedias por ser más ricos en FeO total	Serie de rocas intrusivas básicas a intermedias por Superunidad alto contenido de FeO total	Serie de rocas volcánicas de composición ácida por Superunidad bajo contenido de Fe total.	Serie de rocas volcánicas de composición intermedia por tener mediano contenido de FeO total.
Al/(Ca+Na+K) vs Eu/Eu*	Proviene de magmas húmedos. Se ubica en la etapa de transición con cierta tendencia a metaluminosa y se observa un fraccionamiento de plagioclasas.	Proviene de magmas húmedos. Se ubica en la etapa de transición con cierta tendencia a metaluminosa y se observa un fraccionamiento de plagioclasas.	Proviene de magmas húmedos. Son las más peraluminicas por lo tanto estas rocas presentan exceso de fusión de agua en fuentes máficas, por lo que puede generar fluidos hidrotermales y agentes transportadores de iones metálicos.	Proviene de magmas húmedos. Pertenece a la zona metaluminosa y se observa un fraccionamiento de plagioclasas.
Eu/Eu* vs FeO total	Campo de la corteza continental o primitiva Campo de la serie de la magnetita. Magmas húmedos No cae en ningún campo de mineralización.	Campo de la corteza continental o primitiva Campo de los granitos tipo "I" o de la serie de la magnetita. Magmas húmedos. Campo con ocurrencias de Cu-Au y polimetálicos	Campo de la corteza continental o primitiva Campo de los granitos tipo "I" o de la serie de la magnetita. Magmas húmedos En el campo de Cu-Mo y polimetálicos	Campo de la corteza continental o primitiva Campo de los granitos tipo "I" o de la serie de la magnetita. Magmas húmedos Cercano al campo de Cu-Mo

CONCLUSIONES

La caracterización geoquímica de las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y los Grupos de Toquepala y Barroso, indica que todas estas unidades geológicas provienen de fuentes magmáticas relacionadas a un marco tectónico de subducción de placas, como lo confirman los diagramas spider multielementales con las anomalías negativas de Nb y anomalías positivas de Th y Ce en las cuatro unidades geológicas. De acuerdo al diagrama de Ga/Al vs Y nos muestra que las cuatro unidades geológicas son de naturaleza de los granitoides del tipo “I” “S”. Según el diagrama (Y+Nb) vs Rb las cuatro unidades caen en el campo de los granitos de arco volcánico, coincidente con los diagramas (Y+Nb) vs Nb, Y vs Nb y (Yb+Ta) vs Rb, en este último diagrama la Superunidad Yarabamba es discordante pues cae en el campo del granito intraplaca probablemente debido a cierta contaminación de las muestras.- El diagrama de $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ vs $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ nos muestran que la Superunidad Yarabamba y el Grupo Barroso pertenecen a los granitoides de arco insular y continental, la Superunidad Challaviento al campo de los granitoides de arcos de islas y el Grupo Toquepala al campo de los granitoides de arco continental.

La circulación de fluidos hidrotermales relacionadas a la mineralización en el sur del Perú, en el ambiente de la subducción de placas, determinada por el diagrama de U vs Th nos muestran que los valores en las Superunidades Yarabamba y Challaviento representan una contaminación cortical superior, mientras que en los volcánicos de los Grupos Toquepala y Barroso no hay contaminación cortical. Asimismo el diagrama Eu/Eu^* vs (Ca+Na+K) nos indica que los magmas que dieron origen a estas unidades geológicas son de naturaleza húmeda y estas unidades son de carácter metaluminosa salvo el Grupo Toquepala que es peraluminoso y que puede generar fluidos hidrotermales. La

comparación del grado de oxidación dado por la abundancia del Fe_2O_3 total nos indica que la Superunidad Yarabamba ha sufrido mayor oxidación en la etapa de cristalización o por efectos posteriores, seguido de la Superunidad Challaviento, el Grupo Barroso y por último el Grupo Toquepala con la menor oxidación. La relación geoquímica con respecto a la mineralización fue determinada por el diagrama Eu/Eu^* vs FeO que nos muestra que las cuatro unidades geológicas pertenecen a la serie de la magnetita, es decir son granitos tipo “I” y que mayormente están asociados a los elementos calcófilos (Cu-Mo-Au-Zn-Pb-Ag), con excepción del Grupo Toquepala que también están asociados a elementos litófilos (W, Sn) o series de la ilmenita o granito tipo “S”. Las Superunidades Yarabamba y Challaviento están asociadas a mineralización de Cu-Mo, el Grupo Barroso a Cu-Au (Pb-Zn-Ag) y el Grupo Toquepala a una mineralización de Cu-Mo, Cu-Au y Sn-W.

Los análisis composicionales determinaron una caracterización geoquímica de diferentes variedades químicas de rocas ígneas de acuerdo a las correlaciones de Pearson y los diagramas de Harker las cuatro unidades han evolucionado por cristalización fraccionada de minerales ferromagnesianos y de plagioclasa cálcicas y en todas ellas el potasio (K) se enriquece con el incremento de SiO_2 . De acuerdo al diagrama TAS, la Superunidad Yarabamba y el Grupo Barroso han sufrido una alta diferenciación magmática de abarca rocas intermedias hasta ácidas, mientras que la Superunidad Challaviento y Grupo Toquepala sufren una diferenciación de sólo rocas ácidas, concordando con el diagrama Ri-R_2 que confirma la misma diferenciación para las Superunidades de Yarabamba y Challaviento. De acuerdo a la saturación de alúmina, las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y el Grupo Barroso son de naturaleza metaluminosa mientras que el Grupo Toquepala es peraluminosa. De acuerdo a la correlación de sílice y óxidos de Na y K y sílice –óxido de K, las cuatro unidades son de naturaleza subalcalinas y de la serie calcoalcalina de alto potasio.

Los procesos de cristalización magmática de acuerdo a los diagramas de Tierras raras muestran que las cuatro unidades están enriquecidas en tierras raras ligeras y empobrecidas en tierras raras pesadas por debajo del límite 10. La Superunidad Yarabamba y el Grupo Toquepala presentan anomalía negativa de Eu lo que indica que han sufrido el fraccionamiento de plagioclasas por cristalización fraccionada y el empobrecimiento de tierras raras pesadas indica la presencia de zircón. Los diagramas que representan la variación de tierras raras ya sea longitudinal o lateral, que el comportamiento de las abundancias es uniforme en todas las direcciones lo que significa que han sufrido una cristalización homogénea. De acuerdo al diagrama de variación de las abundancias de las tierras raras de acuerdo a las litologías, en la Superunidad Yarabamba la abundancia es mayor en rocas ácidas (granito, granodiorita y tonalita), en la Superunidad Challaviento en rocas ácidas (granodiorita), en los Grupos Toquepala y Barroso en rocas intermedias (Traquibasalto/andesita) y (traquiandesita/andesita) respectivamente. Los diagramas de proporciones y variantes de tierras raras indican que la Superunidad Yarabamba y Grupo Toquepala que los valores del ratio La/Yb sugieren contaminación cortical durante el engrosamiento de la corteza de más de 40 Km; mientras que la Superunidad Challaviento y Grupo Barroso hay menor contaminación. Los valores altos de Rb y Sr indican fuerte asimilación y diferenciación en las cuatro unidades geológicas. Los diagramas de las variaciones litológicas de los multielementos nos muestran que en la Superunidad Yarabamba esta enriquecida LILE en la monzonita, Challaviento en los granitos, en Toquepala en riolita y en el Grupo Barroso en las traquiandesita y todas ellas están empobrecidas en HFSE.

La profundidad de las fuentes magmáticas se determinaron mediante los diagramas SiO_2 vs Ce/Y que arrojaron profundidades de 30 a 50 Km para las Superunidades de Yarabamba y Challaviento y el Grupo Toquepala y entre 60-70 km para el Grupo Barroso. Mediante el diagrama Eu/Eu^* vs Ce/Y se estima profundidad de 30 Km para la Superunidad Yarabamba, 40 Km para la Superunidad Challaviento y Grupo Barroso y mayor de 50 Km para el Grupo

Toquepala. La antigüedad de las fuentes se determinaron según diagrama SiO_2 vs Sm/Yb nos arroja que el Grupo Toquepala es el más antiguo, seguido de la Superunidad Yarabamba, luego de la Superunidad Challaviento y siendo el más joven el Grupo Barroso coincidente con las dataciones radiométricas.

BIBLIOGRAFIA

Acosta, H.; Alván A.; Mamani M.; Oviedo M; Rodríguez, J. (2011): *Geología de los Cuadrángulos de Pachia y Palca*. Escala 1:50000. Boletín No. 139 Serie A Carta Geológica Nacional. INGEMMET. 100 pp.

Anguita, F y Moreno, F (1991): *Procesos Geológicos Internos*. Editorial Rueda.S.L Madrid

Atherton M.P. (1993): *Granite magmatism* J. Geol. Soc. London 150 (6) 1009-1023

Aubouin, J Brousse, R, Lehman (1975): *Precis de Géologie. 1. Petrologie*. Dunod. Paris, 712 pp

Bellido, E y Guevara, C (1963): *Geología de los Cuadrángulos de Punta de Bombón y Clemesi*. Boletín No. 5 Serie A. Carta Geológica Nacional. INGEMMET

Best M.G. Christiansen E.H (2001) *Igneous Petrology*. Departament geology Brigham Young University, Blackwell Science USA

Bevins R.E, Kokelaar B.P and Dunnkley (1984) *Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition*. Proc. Geol.ass, 95,337-347

Brousse, R. (1981): *Petrología*. En: Aubouin, J.; Brousse,R. & Lehman, J., *Tratado de Geología*, tomo 1, Ediciones Omega, Barcelona, 602 pp.

Chappell, B.W., White, A.J.R., (1974): *Two contrasting granite types*: Pacific Geology, 8, 173–174.

Cobbing E, Pitcher, W (1983): *Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge*. Geological Society of America. Memoir vol 159, pp 277-291.

Condie, W (1981): *Mantle plumes and their record in Earth history*. Cambridge University Press. 305 p. Cambridge.

Cox K.G. Belt J.D and Pankhurst (1979): *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London

Dalmayrac, B; Laubacher G.; Marocco, R (1988): *Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos*. Boletín No. 12 serie D: Estudios Especiales. INGEMMET.

De la Roche H, Leterrier J.; Grande Claude P. ; Marchal M. (1980): *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and mayor element analyses-its crelationshipand current nomenclature*. Chem. Geol.,29, 183-210

Dickinson, W (1971): *Plate tectonics in geologic history: Science*, v 174 p 107 – 113.

Fernández, S; Hernández, A (1991): *Cálculos y Diagramas Geoquímicos*. Facultad de Ciencias Geológica de la Universidad Complutense de Madrid.

Goldschmidt, V. M. (1937): *The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks*. J. Chem. Soc., pp. 655-673.

Goldschmidt, V. M. (1954): *Geochemistry*. Oxford University Press, Fair Lawn, N.J.

Harker, A., (1909): *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.

Harley, S.L., Kinny, P.D., Snape, I., Black, L.P., 2001, Zircon chemistry and the definition of events in Archaean granulite terrains, *in* Cassidy, K.F., Dunphy, J.M., van Kranendonk, M.J., (eds.), *Extended Abstracts of 4th International Archaean Symposium: AGSO-Geoscience Australia Record 2001/37*, Canberra, 511–513.

Hoyos de Castro, A (1947): *Petrografía: Una introducción al estudio geoquímico de las rocas*. Universidad de Granada. España

INGEMMET (1995): *Geología del Perú*. Boletín No.55 Serie A: Carta Geológica Nacional

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., (1971): *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*: Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523–548.

James D.E; Brooks, C; Cuyubamba, a (1975): *Early evolution of the Central Andean volcanic arc*. Carnegie Instit. Washington. Year Book v 74 p 247-250.

Le Bas, M.J., Le Maître, R.W., Streckeisen, A., Zanettin B., (1986): *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*: Journal of Petrology, 27, 745–750.

Maniar, P.D., Piccoli, P.M., (1989): *Tectonic discrimination of granitoids*: Geological Society of America Bulletin, 101, 635–643.

Martínez, W; Cervantes, J. (2003): *Rocas Ígneas en el Superunidad del Perú; Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16 y 18.30 latitud Superunidad*. Boletín No 26 Serie D Estudios Regionales INGEMMET.

Mason N, B. (1960): *Principios de geoquímica*. Ediciones Omega, Barcelona, 333 pp.

Méndez, J (2006): *Petrología*. Instituto de Ciencias de la Tierra. Universidad Central de Venezuela-PDVSA.

Mendivil, S (1965): *Geología de los Cuadrángulos de Maure y Antajave*. Boletín No.10 Serie A Carta Geológica Nacional. INGEMMET

Middlemost, E.A.K., (1994): *Naming materials in magma/igneous rock system*: Earth Science Reviews, 37, 215–224

Pearce J. Alabaster T.; Shelton A.W.; and Searle M.P. (1981): The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. Phil. Trans. R Soc. A300: 299-300

Pearce J.A (1983): *Role of the Superunidadb-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*. In Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva; Nantwich. Pp 32, 230-249.

Pearce, J y Cann , J.R (1971): *Ophiolite origen investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y*. Earth and Planetary science Letters, 19, 339-349

Pearce, J y Cann, J (1973): *Tectonic setting of basis volcanic rocks determined using trace element analysis*. Eart and Planetary Science Letters, 19 290-230.

Perales, F (1994): *Glosario y Tabla de correlación de las Unidades Estratigráficas del Perú*. Auspicio Sociedad Geológica del Perú

Pitcher W, Atherton MP, Cobbing EJ, Beckinsale, R. (1985): *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie, 329 p

Rankama, K. & Sahama, T. G. (1954): *Geoquímica*. Aguilar, Madrid, 862 pp.

Ringwood A.E. (1975): *Composition and petrology the Earth's Mantle*. New York. MacGraw-Hill.

Rivera, H; (2007): *Introducción a la geoquímica general y Aplicada*. Auspicio Académico de FIGMMG-UNMSM-Perú. Gráfica Retal SAC.

Rivera, H Chira, J, Chacón, N, Medina, R; Sánchez, J; Bravo, C (2012): *Análisis correlacional y caracterización litogeoquímica de los volcánicos Toquepala y Barroso en el sur del Perú*” Revista IIGEO-FIGMMG-UNMSM volumen 15 No 29 enero-Junio 2012.

Rivera, H; Chira, J; Chacón, N; Pedemonte, G; Mendoza, R (2013): *Caracterización litogeoquímica y análisis correlacional de los intrusivos de las*

superunidades de Yarabamba y Challaviento en el sur del Perú.: Revista IGEO-FIGMMG-UNMSM volumen 16 No. 31 enero-Junio 2013.

Rodriguez, J., Mamani. M, Acosta, H: Alvan, A; Oviedo, M. (2010): *Variaciones geoquímicas y ocurrencias metálicas de las unidades magmáticas del Jurásico al Paleogeno en el Superunidadr del Perú.* (CD-ROM): en 15 Congreso Peruano de Geología-Cusco 2010. ReSuperunidadmenes Extendidos Lima. Sociedad Geológica del Perú. p 967-970.

Rollinson, H (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* Longman Scientific Technical and John Wiley & Sons. New York.

Ronov A.B. y Yaroshevsky A. (1976) *A new model for the chemical structure of the Earth's Crust.* Geochem. Int. 13: 89-121

Rosler H.J., Lange H., (1972): *Geochemical tables.* Elsevier, Amsterdam, 468 pp.

Rosler, H. J. & Lange, H. (1972): *Geochemical tables.* Elsevier, Ámsterdam, 468 pp.

Sanchez A. (1983): *Nuevos datos K-Ar en algunas rocas del Perú.* Boletín 71 Sociedad Geológica del Perú : 193-202 p

Saunders A.D and Tarney J (1984) *Geochemical characteristic of basaltic volcanism within back-arc basins.* In Kokelaar B.P and Howells M.F. (eds.). *Marginal basib geology.* Spec Publ. Geol.soc. London 16, pp 59-76

Shand, S.J., (1927): *Eruptive Rocks: Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits:* Murby, London, John Wiley & Sons, New York, 370 p.

Steward, J (1968) :*Rocas Intrusivas del Cuadrángulo de La Joya. Incluido en el Boletín No. 19 Garcia, W: Geologia de los Cuadrangulos de Mollendo y la Joya. Servicio de Geologia y Minería 1968.*

Streckeisen, A., (1973): *Plutonic Rocks: Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*: Geotimes, 18(10), 26–30.

Sun S.S. (1982): Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle *Geochim.cosmochim. Acta*, 46, 179-192

Sun S.S. and Nesbitt R.W (1977): *Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35, 429-448

UNESCO (1995): *A Global Geochemical Database: For environmental and resource Management*. Earth sciences 19 UNESCO publishing

Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chappell, B.W. (1987). A-type granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.

White W.M. (2001) *Geochemistry*. Departament geological sciences. Cornell University Ithaca NY 14853 USA.

Wilson, J ; Garcia, W (1962): *Geologia de los cuadrangulos de Pachia y Palca*. Boletin No. 4 Serie A Comisión Carta Geológica Nacional (INGEMMET) 81pp

Wilson, M., (1989): *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer 2007, New York: 466 pp.

Winter, J (2001): *An introduction to Igneous and metamorphic Petrology*. Publisher: Prentice Hall; 1st edition (2001) ISBN 0132403420.